



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 571

**DEPÓSITOS COSTEIROS E MICROBIALITOS DA
FORMAÇÃO ITAITUBA, O PENNSILVANIANO DA BORDA
SUL DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE PLACAS,
PARÁ**

Dissertação apresentada por:

FERNANDO ANDRADE DE OLIVEIRA

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior (UFPA)

Coorientador: Dr. Guilherme Rafaelli Romero

**BELÉM
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

- O48d Oliveira, Fernando Andrade de
Depósitos costeiros e microbialitos da Formação Itaituba, o Pensilvaniano da borda sul da Bacia do Amazonas, região de Placas, Pará / Fernando Andrade de Oliveira. — 2020.
xiv, 56 f. : il.
- Orientador(a): Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior
Coorientador(a): Prof. Dr. Guilherme Rafaelli Romero
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.
1. Pensilvaniano. 2. Bacia do Amazonas. 3. Formação Itaituba. 4. carbonática. 5. estromatólitos. I. Título.

CDD 558.115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**DEPÓSITOS COSTEIROS E MICROBIALITOS DA
FORMAÇÃO ITAITUBA, O PENNSILVANIANO DA BORDA
SUL DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE PLACAS,
PARÁ**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR


FERNANDO ANDRADE DE OLIVEIRA

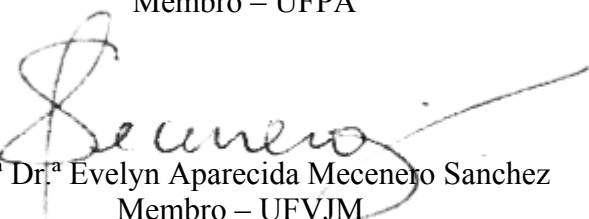
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA E GEOQUÍMICA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS
SEDIMENTARES**

Data de Aprovação: 29 / 12 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Membro – UFPA


Prof.^a Dr.^a Evelyn Aparecida Meceneiro Sanchez
Membro – UFVJM

À minha família.

AGRADECIMENTOS

-À Deus, minha base.

-À minha família, pelo apoio incondicional em todos os momentos.

-O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior- Brasil (CAPES)- código de financiamento 001.

-Ao meu orientador, Prof. Dr. José Bandeira, e co-orientador, Dr. Guilherme Rafaelli, pela paciência e ensinamentos ao longo do desenvolvimento deste trabalho e o Dr. Pedro Augusto, pela ajuda na viagem de campo e contribuições ao trabalho.

-Ao Grupo de Análise de Bacias sedimentares da Amazônia, por ter me fornecido os meios necessários para o desenvolvimento do trabalho, em todas as etapas, e pelas importantes contribuições ao longo de nossas apresentações prévias e em outras oportunidades, feitas pelo Prof. Dr. Afonso Nogueira, Prof. Dr. Joelson Soares e demais integrantes do grupo.

-Aos técnicos do laboratório de laminação da FAGEO, Joelma e Bruno, sempre muito prestativos nas minhas solicitações.

-À todos os meus amigos da graduação, em especial Jhon, Maciel, Dimitri e Strauss (The real Top Team), pelos momentos de descontração, motivação e de uma cada na Rosa, vividos ao longo desse tempo.

-Aos meus amigos do mestrado, Arthur e ao Eduardo, amigos da geologia para a vida.

Existem muitas hipóteses em ciência que estão erradas. Isso é perfeitamente aceitável, elas são a abertura para achar as que estão certas.

Carl Sagan

RESUMO

A Formação Itaituba, na Bacia do Amazonas, representa uma sucessão carbonática de idade bhaskiriana-moscoviana, composta essencialmente por calcários fossilíferos, dolomitos finos, arenitos finos a grossos, folhelhos cinzas e evaporitos. O trabalho teve como objetivo realizar a reconstituição paleoambiental dos corpos aflorantes da Formação Itaituba, na borda sul da bacia do Amazonas, região de Placas, Estado do Pará. Para isso foi realizado estudo em afloramento de corte de estrada, em uma sucessão de 14 m, utilizando análise de fácies e microfácies, além da descrição em escala macroscópica, mesoscópica e microscópica dos microbialitos, que permitiu individualizar 9 fácies e microfácies: a) folhelho laminado (Fl); b) arenito laminado (Al); c) siltito laminado (Sl); d) *mudstone* maciço (Mm); e) *mudstone* com gretas de contração (Mg); f) *wackestone* bioclástico (Wb); g) *packstone* bioclástico (Pb), h) *floatstones* oncolíticos (Fo) e i) *boundstones*. Estas fácies são agrupadas em duas associações de fácies: a) AF1, depósitos de laguna/planície de maré, composta pelas fácies Fl, Al, Sl, Mm, Mg, Wb, disposta em camadas planas e lateralmente contínuas com predomínio da fácies Fl, intercalados por camadas centimétricas das fácies Wb e Pb, organizada em ciclo de de raseamento ascendente e ; b) (AF2), baixio/ilha barreira, constituída pelas fácies Pb, além das fácies microbialíticas Fo e Bd, com Pb disposta em corpos planares e lateralmente contínuos e Fo e Bd, em biohermas na forma de lentes. A fácies Fo, constitui os microbialitos oncolíticos e microestromatólitos a eles associados, descritos como morfotipos M1 e M2a, e a fácies Bd, inclui as formas estromatolíticas colunares, descritas como morfotipos M2b e M2c. O modelo deposicional da Formação Itaituba na região de Placas-PA, consiste de um sistema costeiro com laguna, baixios/ilha barreira e planície de maré. Os microbialitos desenvolveram-se durante a transição do Bashkiriano-Moscoviano, representando uma passagem para condições ambientais mais restritivas em relação a fauna e flora, e mais propícias a proliferação das cianobactérias, com provável elevação da alcalinidade na água. Estas evidências de cianobactérias são pela primeira vez registradas em rochas do Carbonífero da Bacia do Amazonas ampliando o conhecimento da composição da fábrica carbonática durante a implantação do mar epicontinental Itaituba no Gondwana Oeste.

Palavras-chave: Pensilvaniano. Microfácies. Carbonática. Estromatólitos. Bacia do Amazonas. Formação Itaituba.

ABSTRACT

The Itaituba Formation in the Amazon Basin represents a Bashkirian-Moscovian carbonate succession, composed of fossiliferous limestone, fine dolomite, fine to coarse-grained sandstone, gray shales and evaporites. Outcrop-based facies and stratigraphic analysis combined with microfacies study allowed the paleoenvironmental reconstitution of the Itaituba Formation, on the southern border of the Amazon Basin, Southwestern of Pará State. The 14m-thick carbonate succession with occurrence of microbialites, consists of 9 facies and microfacies, such as: a) laminated shale (F1); b) laminated sandstone (Al); c) laminated siltstone (Sl); d) massive sandstone (Mm); e) mudstone with desiccation cracks (Mg); f) wackestone bioclastic (Wb); g) packstone bioclastic (Pb), h) oncolitic floatstone (Fo) and i) boundstone. These facies are grouped into two facies association (AF): AF1, lagoon / tidal flat deposits, consisting of facies Fl, Al, Sl, Mm, Mg, Wb, related to the flat and laterally continuous buildings with predominance of facies F1, interlayered by centimeter layers of facies Wb and Pb, organized in a fining upward cycle and; and AF2, shoal / barrier island, constituted by Pb facies and Fo and Bd facies, with Pb displayed in continuous flat and lateral bodies and Fo and Bd in lens-shaped bioherms. Fo facies are the oncolytic microbialites and associated with microstromatolites, described as M1 and M2a morphotypes, and Bd facies, include columnar stromatolitic forms, described as M2b and M2c morphotypes. The depositional model of the Itaituba Formation in the Placas-PA region consists of a coastal system with lagoon, shoals / barrier island and tidal flat. Microbialites developed in the coastal region in the Amazon Basin during the Bashkirian-Moscovian transition, representing a transition to more restrictive environmental conditions in relation to fauna and flora, and more conducive to the proliferation of cyanobacteria, with probably increased alkalinity in water. These cyanobacteria evidences are record, for the first time, in Carboniferous rocks of the Amazon Basin improved the knowledge related to the carbonate fabric dispersion during the implantation of the Itaituba epicontinental sea in the Western Gondwana.

Keywords: Pensilvannian. Microfacies. Carbonatic. Stromatolites. Amazonas Basin. Itaituba Formation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo. A) Localização da Bacia do Amazonas. B) Posicionamento da área de estudo na borda sul da Bacia do Amazonas. C) Ponto de afloramento descrito à leste do município de Placas PA.....	2
Figura 2- Classificação de rochas carbonáticas, segundo a proposta de Dunham(1962).....	4
Figura 3- Classificação de rochas carbonática segundo Embry & Klovan (1971).....	5
Figura 4- Quadro guia para descrição de estromatólitos (parte 1 de 3).....	7
Figura 5- Quadro guia para descrição de estromatólitos (parte 2 de 3).....	8
Figura 6- Quadro guia para descrição de estromatólitos (parte 3 de 3).....	9
Figura 7- Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho, 1991).....	10
Figura 8- Estratigrafia do período carbonífero da bacia do Amazonas, com destaque para Formação Itaituba (retângulo vermelho) Fonte: Segundo Cunha <i>et al.</i> (2007).....	14
Figura 9- Carta estratigráfica do Grupo Tapajós da Bacia do Amazonas incluindo o Carbonífero Médio e Permiano. Fonte: Matsuda <i>et al.</i> (2004).....	16
Figura 10- Posicionamento paleogeográfico da Bacia do Amazonas durante o Baskhiriano e sentido da incursão marinha ocorrida durante o período. Fonte: Adaptado de Scotese (2014).....	17
Figura 11- Carbonatos microbiais definidos por macrofábrica: leilólitos (afanítico), estromatólitos (laminados), trombólitos (coagulada) e dendrólito(dendrítica).....	20
Figura 12- Representação esquemática de um biofilme, com destaque para seus elementos constituintes. Fonte: Adaptado de Harrison <i>et al.</i> (2005).....	21
Figura 13- Trapeamento seletivo de partículas pequenas por comunidade microbial, onde partículas pequenas são capturadas com mais facilidade. Fonte: Adaptado de Ridding (1991).....	23
Figura 14- Quadro com relação de morfologia, estruturas e ambientes das formas estrômatolíticas. Fonte: Adaptado de Donaldson, 1976).....	24

- Figura 15- Diversidade morfológica de registro de microbialitos, principalmente estromatólitos, ao longo do tempo e a distribuição das unidades estratigráficas portadoras de microbialitos no registro sedimentar proterozoico e fanerozoico no Brasil. Fonte: Fairchild & Sanchez (2015).....25
- Figura 16- Perfil litoestratigráfico da sucessão Neo-Carbonífera na borda sul da bacia do Amazonas, na região de Placas-PA.....27
- Figura 17- Fotografias e fotomicrografias das fácies e microfácies descritas de ambiente de laguna/planície de maré (AF1) na Formação Itaituba, região de Placas-PA. Em A, visão geral da sucessão estudada. Em B e C (desenho esquemático), detalhe para a intercalação das fácies Sl, Fl e Al, mostrando camadas de espessura centimétricas, tabulares, e levemente onduladas. Em D, intercalação de camadas centimétricas de Al e Fl, tabulares e lateralmente contínuas. Em E, destaque para o conteúdo fóssilífero das fácies Wb (Amostra PF-230-D1), mostrando na fácies de energia moderada com bioclastos de foraminíferos unisseriados e braquiópodes desarticulados flutuando em matriz micrítica. Em F e G, fácies Mg (Amostra PF3-230-TOPO), com detalhes para primeira, em foto de campo e em planta, e na segunda, em corte mostrando a alternância de laminações de espessura milimétrica, de micrito e grãos siliciclásticos.....30
- Figura 18- Fotografia e fotomicrografias da fácies *mudstone* e *microbial mats*. Em A, foto de amostra de mão mostrando horizonte maciço dolomitizado (C) e horizonte com extensa dissolução da matriz micrítica e preenchimento por cimento dolomítico (B). Em D, fotomicrografia de *microbial mats*, com horizontes ricos em ferro intercalados com espaços preenchidos por cimento calcítico espático.....31
- Figura 19- Fotomicrografias da microfácies Pb, descrita em ambiente de planície de baixio/ilha barreira (AF2) na Formação Itaituba, região de Placas-PA, com destaque para conteúdo fóssilífero diverso. Em A, B, C e D evidencia-se a presença de foraminíferos unisseriados, braquiópodes e bivalves desarticulados; equinodermos, ostracodes, além de fragmentos bioclásticos indiferenciados.....33

Figura 20- Visão em afloramento, amostra de mão e fotomicrografia do morfotipo M1 e M2a.

Em A (foto em afloramento) e B (desenho esquematizado de A), evidencia-se o arcabouço da rocha, que se caracteriza pela alternância de horizontes com diferentes concentrações de oncólitos, arcabouço sustentado por oncólitos, variando em diâmetro de 2 mm a 2,5 cm, em maior parte achatados fragmentados e dispersos na matriz de forma caótica. Em C (amostra de mão) e D (desenho esquemático) mostra-se diferentes horizontes (1,2 e 3), com oncolitos dispersos (horizonte 1) e microestromatolitos do morfotipo M2a crescendo a partir de carapaças (seta vermelha), formas colunares centimétricas alinhadas (horizonte 2) e formas oncolíticas e oolíticas fragmentadas, achatadas em maior concentração (horizonte 3). Em E e F, fotomicrografias evidenciando crescimento de microestromatólitos a partir de concha de oncólito (figura 6E) e matriz siliciclástica fina (figura 6F).....35

Figura 21- Visão em afloramento da fácies Bd. Em A, visão geral de biohermas subesféricas e B, visão lateral das colunas estromatolíticas.....36

Figura 22- Visão em afloramento e amostra de mão dos morfotipos colunares M2b e M2c. Em A, visão geral em afloramento e B e B', foto de amostra de mão e desenho esquemático ressaltando a textura no topo da camada, com estruturas circulares, concêntricas e intercrescidas. Em C, corte lateral mostrando diferenciação dos níveis de cada morfotipo, M2b e M2c (separados pela linha pontilhada vermelha). Note-se, na base, fim de um ciclo e início do morfotipo M2b. Em F e F' (desenho esquemático), ampliação da visão das colunas onde evidencia-se em M2 predominância de colunas simples, verticais, cilíndricas e ligeiramente turbinadas, com pouco espaço intercolunar, que diminuem de tamanho em E e E'. Em D e D', observa-se a passagem para M2c, com colunas com feixes com ramificações tanto verticais quanto inclinadas, divergentes, com ângulos de 20° a 30° e com maior espaço intercolunar. Acima de M2b, o padrão das colunas muda novamente e inicia-se provavelmente outro ciclo.....38

- Figura 23- Fotomicrografias dos morfotipos M2a e M2b e M2c. É exibido o desenvolvimento de forma colunar do morfotipo M2b com alternância de lâminas mais escuras (micríticas) e mais claras (espáticas), concêntricas e espaçamento regular. Em B, contato entre duas colunas individualizadas, em C, crescimento das colunas a partir de grão, preenchido com calcita espática. Em D, detalhe para matriz predominantemente siliciclástica, preenchendo o espaço intercolunar no morfotipo M2b. Em E e F, evidencia-se o crescimento incipiente e bem desenvolvido, de microstromatólitos do morfotipo M2a a partir de conchas de bivalves, dispersos na matriz carbonático-siliciclástica.....40
- Figura 24- Correlação dos perfil estudado, com os já descritos ao longo da borda sul da Bacia do Amazonas, nos trabalhos de Matsuda (2002), Limas (2010) e Silva (2014) para a Formação Itaituba.....43
- Figura 25- Interpretação hipotética das formas estromatolíticas. O aumento da acreção gera relevos mais altos e formas simples, enquanto acreção e relevos mais baixos, permitem recobrimento por sedimentos e conseqüente ramificação. Fonte: Adaptado de Riding, (2011a).....45
- Figura 26- Estágios da evolução dos microbialitos da sucessão Neo-Carbonífera, Bacia do Amazonas, na região de Placas-PA. Em A1, deposição da fácies *floatstone* oncolítico, com eventos de tempestade transportando oncólitos e depositando em substrato lamoso carbonático às margem da laguna. Em A2, curtos períodos de calmaria e rebaixamento do nível do mar, permitindo a colonização de microestromatolitos do morfotipo M2a nas superfícies de oncólitos e bioclastos (setas vermelhas). Em A3, novo recobrimento e retrabalhamento, em novos eventos de tempestade, com o aumento do nível do mar, desenvolvendo novos horizontes de bioclastos. Em A4, início de período mais duradouro de calmaria, com aumento da lâmina d'água, e desenvolvimento do morfotipos colunares M2b e sobre eles, o desenvolvimento do morfotipo M2c, na região intermaré/supramaré. Fonte: Adaptado de Buchette & Wright (1992).....46

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.3 MÉTODOS.....	3
1.3.1 Análise de fácies.....	3
1.3.2 Análise de microfácies.....	3
1.3.3 Descrição de microbialitos.....	5
2 BACIA DO AMAZONAS	10
2.1 TECTÔNICA.....	10
2.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR.....	12
2.3 GRUPO TAPAJÓS.....	15
2.3.1 Formação Itaituba.....	16
3 MICROBIALITOS	20
3.1 CONCEITOS.....	20
3.2 PROCESSOS DE FORMAÇÃO.....	21
3.2.1 Biofilmes e esteiras microbianas.....	21
3.2.2 Trapeamento.....	22
3.2.3 Calcificação bacteriana.....	23
3.2.4 Importância ambiental.....	24
3.3 OCORRÊNCIAS NO BRASIL.....	25
4 ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ITAITUBA	26
4.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.....	29
4.1.1 Associação de fácies de laguna/planície de maré (AF1).....	29
4.1.2 Associação de fácies de baixio/ilha barreira (AF2).....	33

4.2 MODELO DEPOSICIONAL.....	42
5 CONCLUSÕES.....	47
REFRÊNCIAS.....	48

1 INTRODUÇÃO

A borda sul da bacia do Amazonas guarda os registros geológicos desenvolvidos durante o Pensilvaniano, resultantes de intensas variações climáticas, variações do nível do mar, precipitação e deposição de sedimentos carbonáticos associados a mares epicontinentais abastecidos pelo oceano Panthalassa (Cunha *et al.* 1994, Matsuda 2002, Cunha *et al.* 2007). Estas rochas predominantemente carbonáticas, desenvolvidos em um mar raso interior, apresentam-se intensamente fossilíferas, sendo atribuídas a Formação Itaituba. A Formação Itaituba foi descrita inicialmente por Hart em 1894, e desde então passou por expressivo detalhamento faciológico ao longo dos anos, com trabalhos como os de Caputo *et al.* (1972), Caputo (1984), Daemon & Contreiras (1971), Carozzi *et al.* (1972), Cunha *et al.* (1994), Cunha *et al.* (2007), Playford & Dino (2000), Matsuda (2002). Usualmente é descrita como uma sequência carbonática composta essencialmente por calcários cinza claro a escuro, creme, fossilíferos, anidrita ou gipsita nodular e laminada, de cor branca a cinza, e folhelhos cinzas.

Os estudos na borda sul da Bacia do Amazonas têm avançado nos últimos anos, com o desenvolvimento de trabalhos, como os de Matsuda (2002), Moutinho (2006), Lima (2010), Neves (2018) na região de Itaituba, e de Silva (2014), na região de Uruará. Estes estudos se concentraram principalmente em pontos próximos, em afloramentos próximos a margem do Rio Tapajós, e em pedreiras nos arredores da cidade de Itaituba. Estes estudos demonstraram de maneira geral um ambiente de sedimentação carbonática, com grande variedade faciológica, com influência direta de maré e de barreiras na costa. Embora tais estudos tenham detalhado de forma expressiva a unidade em questão, suas localizações são próximas, alguns nos mesmos afloramentos, concentrados na região oeste, por isso, dada a grande extensão da borda sul da Bacia do Amazonas, se faz necessário o estudo de mais afloramentos, melhor distribuídos pela região.

Tendo em vista a ampla distribuição da bacia no norte do País, torna-se importante a abordagem em seus diferentes pontos. Por isso, este trabalho se propõe a estudar uma exposição inédita da Formação Itaituba, na borda sul da Bacia do Amazonas, em afloramento em corte de estrada na porção mais à leste da bacia, no município de Placas-PA, visando ampliar o entendimento faciológico, estratigráfico e paleoambiental da unidade. Além disso, foi objeto deste estudo, uma ocorrência inédita na unidade de microbialitos, de formas oncóides e colunares, que soma-se a rico conteúdo fossilífero já descrito pelos autores citados, e adiciona informações importantes sobre a evolução desta sucessão.

1.1 LOCALIZAÇÃO

A pesquisa concentrou-se na região de Placas, a cerca de 15 Km da sede do município localizado a oeste do Estado do Pará, sob as coordenadas $3^{\circ}51'24.66''\text{S}$ e $54^{\circ}07'22.69''\text{O}$, às margens da BR-230 (figura 1).

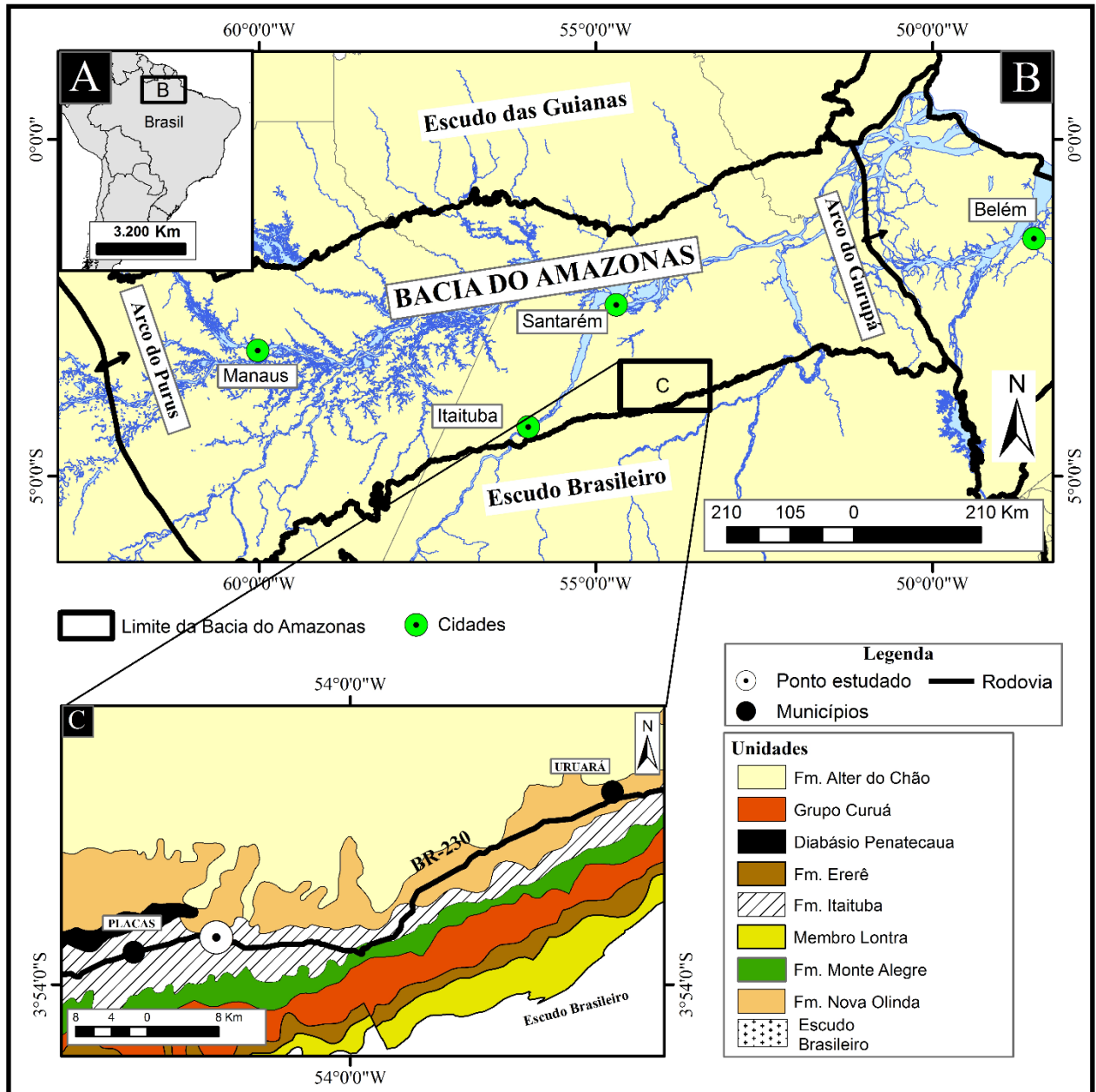


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo. A) Localização da Bacia do Amazonas. B) Posicionamento da área de estudo na borda sul da Bacia do Amazonas. C) Ponto de afloramento descrito à leste do município de Placas-PA. Fonte de base de dados geológica: Vasquez & Rosa-Costa (2008).

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho teve por objetivo geral realizar a reconstituição paleoambiental dos corpos aflorantes da Formação Itaituba, na borda sul da Bacia do Amazonas, região de Placas, Pará. Os objetivos específicos foram:

A) Correlacionar os depósitos carboníferos da já estudados na borda sul da Bacia do Amazonas a partir de novos dados faciográficos;

B) Caracterizar a macro, meso e microestruturas dos microbialitos da Formação Itaituba, bem como seus processos de formação;

C) Ampliar a caracterização paleoambiental dos depósitos carboníferos da Formação Itaituba, a partir de novos dados faciográficos.

1.3 MÉTODOS

Para obtenção dos resultados esperados referentes aos objetos desta pesquisa foram empregadas diversas técnicas divididas em dois grupos principais: Análise faciográfica, análise petrográfica e análise morfológica dos microbialitos.

1.3.1 Análise de fácies

Este trabalho usou a técnica de modelamento de fácies proposta por Walker (1992), que baseia-se nos seguintes procedimentos: 1) Reconhecimento em campo das fácies sedimentares por meio da descrição, detalhando geometria, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrão de paleocorrentes; 2) Entendimento dos processos sedimentares responsáveis pela geração da mesma e 3) Definição das associações de fácies, agrupando as fácies cogenéticas e contemporâneas, viabilizando a interpretação dos ambientes e confecção de modelos tridimensionais por meio de blocos diagrama.

1.3.2 Análise de microfácies

Foi realizada a confecção de lâminas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA. Após a confecção das lâminas delgadas, foram utilizadas técnicas de tingimento com um combinado de Alizarina Vermelha S e ferrocianeto de potássio. A solução 1, com a Alizarina Vermelha S, foi feita a uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido

clorídrico, enquanto a solução 2, com o ferrocianeto de potássio, foi feita com uma concentração de 2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico (Dickson, 1965). As lâminas petrográficas foram mergulhadas na mistura das duas soluções para distinguir entre dolomita ferrosa (verde pálido) e não-ferrosa (incolor) e calcita ferrosa (azul a malva) e não-ferrosa (vermelho). Posteriormente, as amostras foram analisadas no Laboratório de Petrografia do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), através do microscópio LEICA DM 2700 P com câmera LEICA MC 170 HD acoplada.

Para a classificação dos litotipos e microfácies carbonáticas, utilizou-se a proposta por Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). A classificação de Dunham (1962), leva em conta especialmente os aspectos da textura deposicional, dividindo as rochas carbonáticas em três grupos: o primeiro considera rochas suportadas pela matriz, sendo chamados de *mudstone*, as rochas com menos de 10% de grãos e *wackestone*, as rochas com mais de 10% de grãos. O segundo grupo, considera as rochas suportadas por grãos, sendo classificados como *packstones* aqueles que contêm alguma matriz e *grainstones* para aquelas que não contêm matriz. O terceiro grupo, diz respeito a rochas em que seus componentes originais, foram litificados organicamente, sendo chamados de *boundstones*. Termos relativos à composição podem ser ainda adicionados para refinamento da microfácies. Exemplo: *grainstone* oolítico, *wackestone* com terrígenos (figura 2).

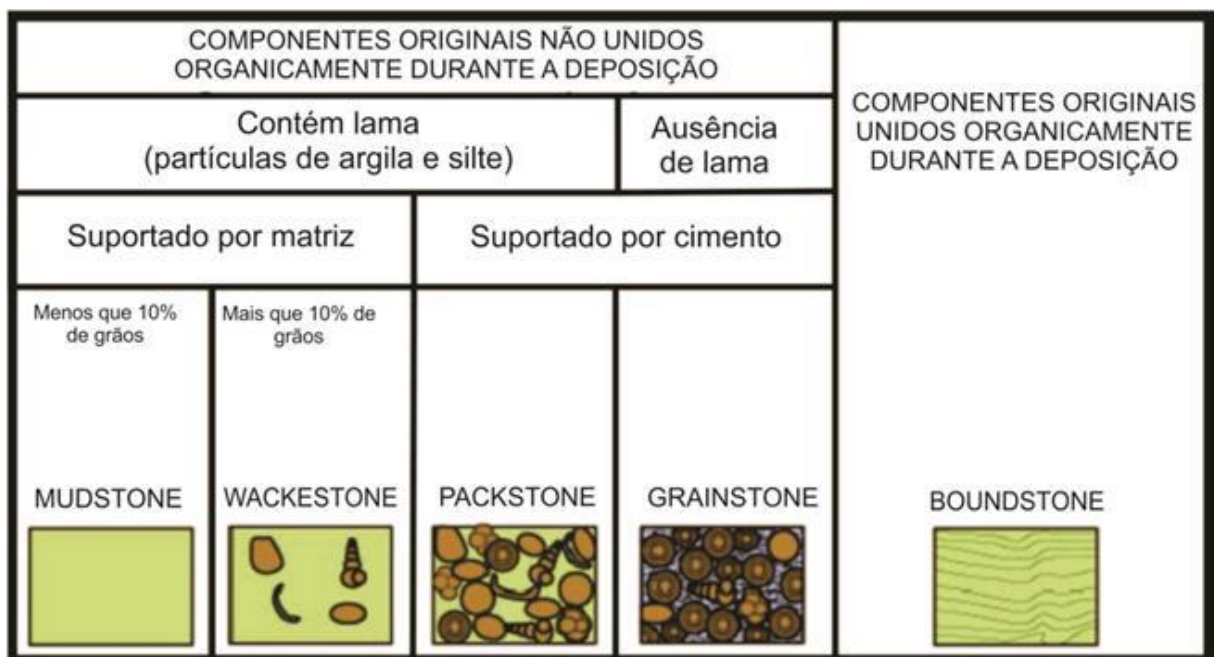


Figura 2- Classificação de rochas carbonáticas, segundo a proposta de Dunham (1962).

A proposta de Embry & Klovan (1971) utiliza os termos da proposta de Dunham (1962), dando maior enfoque a calcários biogênicos, passando a distinguir, por exemplo, grãos maiores que 2mm, e acrescentando termos como *floatstone* e *rudstones*, correspondentes a *wackestones*, *packstone* e *grainstones*, acrescentando uma variação no tamanho das partículas, e subdividindo a categoria dos *boundstones* (figura 3). É particularmente eficiente por ser em boa parte quantificável, ser objetiva em sua terminologia descritiva, e agregar termos que refletem a energia do ambiente, dando, assim, informações genéticas (Scholle & Ulmer-Scholle, 2005).

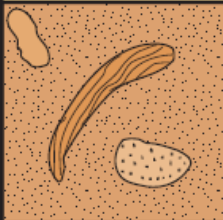

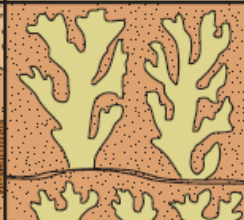
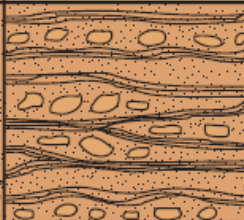
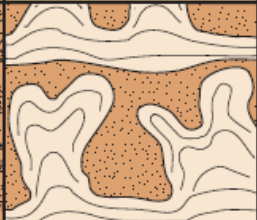
Original Components Not Organically Bound During Deposition		Original Components Organically Bound During Deposition		
> 10% grains >2 mm		Organisms acted as baffles	Organisms encrusted and bound	Organisms built a rigid framework
Matrix-supported	Supported by components larger than 2 mm			
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 3- Classificação de rochas carbonáticas, segundo Embry & Klovan (1971).

1.3.3 DESCRIÇÃO DE MICROBIALITOS

Utilizou-se para o estudo dos microbialitos a descrição em resolução macroscópica, mesoscópica e microscópica. Macroscopicamente, foi analisada a morfologia do corpo estromatolítico em afloramento, bem como sua relação estratigráfica.

Em escala mesoscópica foram utilizadas amostras de mão, coletadas de cada morfotipo presente, que foram posteriormente lavadas, identificadas e fotografadas. Estas amostras foram cortadas com serra de disco diamantado e em seguida polidas, no laboratório de laminação dos Instituto de Geociências da UFPA, segundo planos paralelos e ortogonais as suas estruturas.

Utilizou-se para descrição mesoscópica principalmente o guia proposto pelo Professor Dr. Thomas Fairchild, utilizado no trabalho de Sallun (1999), que considera características gerais, aspectos de sua macroestrutura, mesoestrutura, microestruturas e outros aspectos (figuras 4, 5 e 6). Segundo os autores, o guia propõe-se a ser um sistema de caracterização de microbialitos, com foco em estromatólitos, que tem por objetivos: 1) Estabelecer uma terminologia clara e adequada para descrever estes objetos; e 2) Mostrar uma metodologia descritiva que possa indicar nos microbialitos sinais de eventos singulares, processos repetitivos ou cíclicos de tendências em escalas físicas e temporais, com potencial uso na sedimentologia, estratigrafia, geologia histórica e paleobiologia. Além disso, foi utilizado também o trabalho de Logan *et al.* (1964), que trata da classificação morfológica e significado ambiental das estruturas em microbialitos.

Para descrição microscópica, foram confeccionadas 6 lâminas petrográficas, no laboratório de laminação da UFPA, seguindo os planos de cortes feitos das amostras de mão, que foram descritas no laboratório de petrografia do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED-UFPA). Como base foi utilizada especialmente a proposta de Fairchild (2015), e de forma complementar os trabalhos de Walter (1972), Hoffman (1969) e Grey (1989), levando-se em consideração a textura, mineralogia, relação genética entre os minerais, laminações e processos diagenéticos (cimentação, dissolução, substituição, compactação).

A		Modo de Ocorrência								
		Bioestromo	B	I	O	E	R	M	A	ISOLADOS
M A C R O E S T R U T U R A B A S I C O S	B	1	2	3	4	5	6			
		$b:a > 50$	$50 \geq b:a > 10$	$10 \geq b:a; b < B$	$10 \geq B:a; b < B$	$2 \geq B:a; B > b$	ESTROMATÓLITOS ISOLADOS			
	C	LATERALMENTE CONTÍNUOS	1	2	3	4	5			
		Planar	ONDULADO	CUMULADO	PSEUDO-COLUNAR	PONTIAGUDO				
	D	LATERALMENTE DESCONTÍNUOS SIMPLES	1	2	3	4	5	6		
		$b \geq B, A$	DÔMICO	$B > b; A \leq a/2$	BULBOSO	$B > b; A > a/2$	TURBINADO	TERETIFORME	CILÍNDRICO	SUB-CILÍNDRICO
	E	LATERALMENTE DESCONTÍNUOS RAMIFICADOS	1	2	3	4	5	6		
		DÔMICO	BULBOSO	TURBINADO	TERETIFORME	CILÍNDRICO	SUB-CILÍNDRICO			
	F	FORMAS COMPOSTAS	1	2	3	4	5			
		EM FASCÍCULOS	COALESCIDA (SIMPLES)	COLUNAR ESTRATIFORME	ANASTOMOSADA	COMPLEXA				
G	CONTORNO EM PLANTA	1	2	3	4	5	6			
	ARREDONDADO	POLIGONAL	ELÍPTICO A OBLONGO	LACEOLADO	CRESCENTIFORME	LOBADO				
		7	8	9						
		COALESCIDO	INTERLIGADO	CUSPIDADO						

Figura 4- Quadro com guia de descrição de estromatólitos (parte 1 de 3). (Sallun, 1999).

M A C R O F I F I C A Ç Ã O	G	ATTITUDE	1 NORMAL	2 INCLINADA	3 PROSTERNADA	4 CURVA	5 SINUOSA	6 DECUMBENTE		
			7 RECUMBENTE							
	H	PROXIMIDADE	1 d → 0 CONTÍGUOS	2 d ≤ B PRÓXIMOS	3 d > B SEPARADOS	4 d >> B ISOLADOS				
	I	DICÓTOMA	1 α	2 β	3 γ	4 MODERADAMENTE	5 MUITO			
			P A R A L E L A			D I V E R G E N T E				
	J	MÚLTIPLA	1 PARALELAS	2 DIVERGENTE						
	K	DESIGUAL (PROJEÇÕES)	1 LATERAIS PARALELAS	2 LATERAIS DIVERGENTES	3 PROJEÇÃO EM NICHOS	4 PROJEÇÃO TERMINAL				
L	FREQUÊNCIA	1 N=8 Nc=3 Na=6 AUSENTE	2 ≤ 1/20 RARA	3 > 1/20 a ≤ 5/20 POUCO FREQUENTE	4 > 5/20 a ≤ 10/20 COMUM	5 > 10/20 MUITO FREQUENTE	N= n° total de indivíduos Nc= n° de indivíduos com ramificação Na= n° de pontos de restrição			
M	ORNAMENTAÇÃO MARGINAL	1 LISA OU SEM ORNAMENTAÇÃO	2 SERRILHADA	3 FIMBRIADA	4 COM COSTELAS	5 ENCAROÇADA	6 COM PONTES			

Figura 5-Quadro com guia de descrição de estromatólitos (parte 2 de 3). (Sallun,1999).




























M E S O E S T R U T U R A	N	PERFIL LAMINAR													
		1		2		3		4		5		6			
			CÔNCAVO		PLANAR		POUCO CONVEXO		MODERADAMENTE CONVEXO		MUITO CONVEXO		PARABÓLICO		
		7		8		9		10		11		12			
			PONTIAGUDO		PONTIAGUDO COM ZONA AXIAL		RETÂNGULAR		RÔMBICO		ENVELOPE		CONCÊNTRICO		
			1		2		3		p		1				
		GRAUS DE CURVATURA						MICRO-DISCONTINUIDADE							
	Q	GRAU DE HERANÇA LAMINAR													
		1		2		3		4		R		1		2	
			BAIXO		MODERADO		ALTO SIMÉTRICO		ALTO ASSIMÉTRICO	ZONA AXIAL			BAIXO		MÉDIO
			3												
		ZONA AXIAL													
S	ESTRUTURA LAMINAR MARGINAL														
	1		1		2		3								
	ADENTRA-SE NO SEDIMENTO	SEM SUPERPOSIÇÃO		SUPERPOSIÇÃO PARCIAL		SUPERPOSIÇÃO EXTENSA		INFLETIDA							

Figura 6- Quadro com guia de descrição de estromatólitos (parte 3 de 3). (Sallun,1999).

2 BACIA DO AMAZONAS

2.1 TECTÔNICA

A Bacia do Amazonas localiza-se na porção norte do Brasil, abrangendo os estados do Pará e Amazonas. É limitada ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, a leste pelo Arco do Gurupá, e a oeste pelo Arco do Purus. Possui seu maior eixo na direção NNW-SSW, com formato alongado e estreito. Sua área é de 500.000 Km², com aproximadamente 5.000 m de espessura, estando inserida dentro do Cráton Amazônico (Cunha *et al.* 1994, Cunha *et al.* 2007).

Wanderley Filho (1991), através de informações obtidas por mapeamento geológico e perfurações de poços, sugeriu que nos principais lineamentos mapeados, o eixo dos depocentros e o alongamento das unidades na bacia tem direção preferencial NE-SW. Provavelmente as falhas mestras da bacia estariam também na referida direção, admitindo-se então, uma bacia extensional, inicialmente tipo gráben. Ainda segundo interpretações deste autor, ocorrem falhas de transferência NW-SE, denominadas por ele como Jarí-Pacajaí, Paru-Anapu, Faro-Juruti e Manacapuru-Rio Negro (Figura 7). Tais estruturas dão à bacia a uma geometria do tipo *dog-leg*, seccionando a bacia em quatro blocos e deslocando o depocentro de quase todas as unidades litológicas.

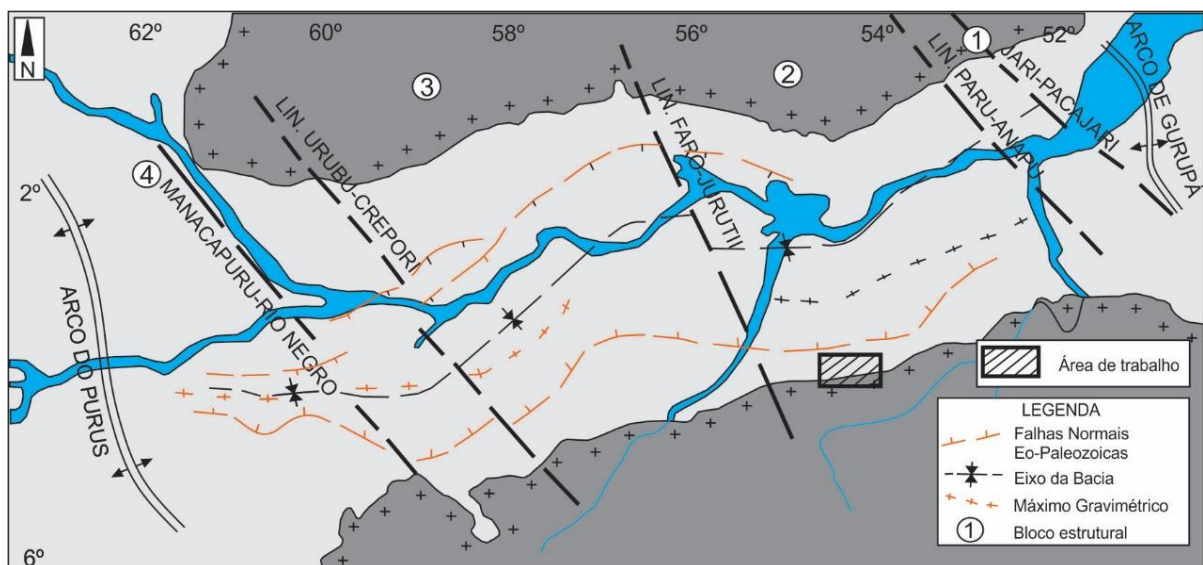


Figura 7- Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho, 1991).

Wanderley Filho (1991) subdividiu a bacia em 4 blocos estruturais. O bloco 1, limita-se a leste pelo Arco Gurupá e à oeste pelo lineamento Paru-Anapu. Composto por estruturas transtensivas, forma *horsts* e grabens com direções aproximadamente E-W. Este bloco compreende pacotes rochosos mais espessos do Devonianino/Eo-Carbonífero, tendo um padrão simétrico.

O bloco 2, onde a área de trabalho está situada, limita-se a leste pelo bloco 1, e a oeste pelo lineamento Faro-Juruti. Este segmento apresenta-se simétrico, e suas principais feições estruturais são dobras e falhas inversas com orientação N50°E a N60°E, além de linhas de charneiras com direções semelhantes, tendo sofrido com expressivos basculamentos durante seu desenvolvimento.

O bloco 3, limita-se a leste pelo lineamento Faro-Juruti, e a oeste pelo lineamento Urubu-Crepori. Possui como principais estruturas dobras e falhas de empurrão com direção NE, com linhas de charneira nas bordas norte e sul. A característica que a diferencia dos outros blocos é a ampla plataforma ao norte, a chamada Plataforma de Manaus (Rezende 1972, Carozzi *et al.* 1973). Diferente dos blocos anteriores, suas feições estruturais tem acentuada assimetria, com eixos deposicionais mais próximos da borda sul.

O bloco 4, limita-se pelo Alto do Igarapé Cunha e o Arco do Purus. Possui suas principais feições estruturais simétricas, principalmente duas linhas de charneira com direção aproximadamente E-W, que tendem a desaparecer a oeste, próximo ao Arco do Purus. A convergência das linhas de charneira, sugere que a abertura da bacia começou realmente de leste para oeste. A Associação de segmentos longos, orientados na direção NE-SW, alternando com segmentos curtos com direção NW-SE, é chamada por Caputo (1984), como uma organização geométrica do tipo *dog leg*.

2.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

O embasamento da Bacia do Amazonas, é constituído de rochas pré-cambrianas ligadas a dois eventos principais: o mais antigo gerou os terrenos granito *greenstones* e cinturões de alto grau metamórfico, e outro posterior, configura-se como baixios deposicionais, notadamente o Gráben do Cachimbo (Cunha *et al.* 2007). As linhas estruturais mestras tem orientação preferencial NW-SE, sendo de grande influência na arquitetura geral da bacia durante o Paleozoico, assim como as também geradas durante o Mesozoico e Cenozoico (Wanderley Filho 1991).

O arcabouço estratigráfico da bacia apresenta duas megassequências de primeira ordem, que totalizam cerca de 6Km de preenchimento sedimentar e ígneo, sendo elas uma megassequência paleozóica e outra megassequência mesozoica-cenozoica (figura 8). A primeira, pode ser dividida em quatro sequências de segunda ordem: ordovício-devoniana, devono-tournsiana, neoviseana, pensilvaniano-permiana (Cunha *et al.* 2007).

A sequência ordovício-devoniana representa o estágio inicial de deposição na bacia, sendo resultado de um pulso transgressivo-regressivo. Sua deposição iniciou através de ingressões de leste para oeste, onde, até então, não existia o Arco do Gurupá, com estes sedimentos sendo depositados então em *onlap*, à oeste, para o já ativo Arco do Purus. Toda esta sequência é representada, segundo trabalho de Cunha *et al.* (2007), pelo Grupo Trombetas, que abrange as formações e suas respectivas idades, segundo Grahn (2005): Autás Mirim, composta por arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos (Caradociano-Ashgilliano); Nhamundá, edificada por arenitos neríticos e glaciogênicos e silurianos (Landoveriano – Wenlockiano inferior); Pitinga, composta por folhelhos e diamictitos marinhos silurianos (Landoveriano médio – Pridoliano inferior); Manacapuru, constituída por arenitos e pelitos neríticos neossilurianos –eodevonianos (Ludloviano superior – Lochkoviano inferior); além da formalmente definida pelo autor, Formação Jatapu, antigo Membro Jatapu, da Formação Maecuru.

Após a deposição dessa sequência, ocorreu uma discordância gerada pela Orogenia Caledoniana, sendo depositada a sequência devono-tournasiana. À exemplo da sequência subjacente, também está relacionada a um pulso transgressivo-regressivo, mais precisamente, em um contexto ainda de conexão com as bacias do norte africano, em um ambiente deposicional marinho com incursões glaciais (Cunha *et al.* 2007). Compõe-se dos Grupos

Urupadi e Curuá. O primeiro engloba as formações Maecuru, composta de arenitos e pelitos neríticos a deltáicos, de idade neo-emsiana - eo-eifeliana, e Ererê, constituída por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos, parálicos, de idade neo-eifeliana - eogivetiana (Melo & Loboziak 2003).

Depositado sobre o Grupo Urupadi, o Grupo Curuá engloba as formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná, segundo proposta de Cunha *et al.* (2007). Ainda de acordo com esta proposta, a Formação Barreirinha posicionada na base, divide-se em três membros: Abacaxis, Urubu e Urariá. O primeiro é composto por folhelhos cinza-escuros a pretos, físeis, carbonosos, que se apresentam em perfis elétrico-radioativos com baixa densidade, alta resistividade e radioatividade e baixa velocidade sônica, representando o principal gerador de hidrocarbonetos da bacia. O segundo consiste também de folhelhos cinza escuros, mas apresenta reposta de perfis elétricos-radioativos diferentes, com menor radioatividade e menor resistividade. Já o terceiro membro, no topo da formação, consiste de folhelhos cinza escuros e claros e siltitos, e seus perfis elétricos-radioativos apresentam radioatividade regular e altos valores e resistividade (Cunha *et al.* 2007).

Sotoposta a Formação Barreirinha, discordantemente, foi depositada a Formação Curiri, de Idade fameniana terminal ou “struniana” (Melo & Loboziak 2003). Esta constitui-se principalmente de diamictitos e, secundariamente, folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial, relacionados ao resfriamento climático vigente na bacia durante o final do Devoniano. E no topo do Grupo Curuá, é descrita a Formação Oriximiná, constituída de arenitos e subordinadamente siltitos, depositados em ambiente fluvial a marinho raso (Melo e Loboziak, 2003).

Ma	GEOCRONOLOGIA			AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	LITOESTRATIGRAFIA			ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQUÊNCIAS																													
	ERA PERÍODO	ÉPOCA	IDADE			GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO																															
0-65	MESOZOICO	CRETÁCEO	MAASTRICHTIANO	CONTINENTAL	FLUVIAL LACRUSTRE	NEOCRETÁCEA	JAVARI	ALTER DO CHÃO	1250	CRETÁCEA																													
65-100			NEO								CAMPANIANO	SANTONIANO	TURONIANO	CENOMANIANO	ALBIANO																								
100-150			EO								APTIANO	BARREMIANO	HAUTERIVIANO	VALANGIANO	BERRIASIANO																								
150-180			MESO								TITHONIANO	KIMMERIDGIANO	OXFORDIANO	CALLOVIANO	BATHONIANO	BAJOVIANO																							
180-200											EO	TOARCIANO	PLIENSBACHIANO	SINEMURIANO	HETTANGIANO	RHAETIANO																							
200-250		TRIÁSSICO	NEO				NORIANO	CARNIANO			LADINIANO	ANISIANO	OLSENIANO	INDUANO																									
250-270			MESO				CHANGSINGIANO	WUCHIAPINGIANO			CAPTANIANO	WORDIANO	RODIANO	KUNGIANO	ARTINSKIANO																								
270-290			EO				SAXMARIANO	ASSELIANO			GZHELIANO	KASHMIRIANO	MOSCÓVIANO	BASHKIRIANO	SERPUKHOVIANO																								
290-300		PERMIANO	LOPINGIANO				GUADALUPIANO	CONTINENTAL			FLUVIAL LACRUSTRE	PRÉ-CRETÁCEA	TAPAJÓS	ANDIRÁ	700	PENSILVÂNICO-PERMIANA																							
300-320			CISURALIANO				ASSELIANO										GZHELIANO	KASHMIRIANO	MOSCÓVIANO	BASHKIRIANO	SERPUKHOVIANO																		
320-340		CARBONÍFERO	MISSISSIPIANO				VISEANO								CONTINENTAL/MARINHO		FLUVIAL LACRUSTRE	PENSILVÂNICO	CURUÁ	NOVA OLINDA	500	ARARI																	
340-350							TOURNAISIANO																FLUVIO DELTAICO-PLAT. RASA	PRÉ-PENSILVÂNICO	FARO	400	NEO-UISEANA												
350-370		DEVONIANO	NEO				FAMENIANO														CONTINENTAL/MARINHO		FLUVIAL LACRUSTRE	PENSILVÂNICO	CURUÁ	NOVA OLINDA	700	ARARI											
370-380							FRASNIANO																				FLUVIO DELTAICO-PLAT. RASA		PRÉ-PENSILVÂNICO	FARO	400	NEO-UISEANA							
380-390							GIVETIANO																				FLUVIAL-PLATAFORMA RASA		EO-MISSISSIPIANA	ORIXIMINÁ CURIRI	420	DEVONO - TOURNAISIANA							
390-400		EIFELIANO	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	URARIA	150																																	
400-410		EMSIANO	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	URUBU	100																																	
410-420		ORDOVÍCIO	NEO	PRAGUANO	CONTINENTAL/MARINHO	FLUVIAL LACRUSTRE	EO-DEVONIANA		TROMBETAS	JATAPU																	250		ERERÉ										
420-430				MAECURU																							PLATAFORMA RASA			PLATAFORMA RASA	MAECURU	150	DEVONO - TOURNAISIANA						
430-440		SILURIANO	NEO	LOCHKOVIANO																							CONTINENTAL/MARINHO			FLUVIAL LACRUSTRE	EO-DEVONIANA	TROMBETAS		JATAPU	120	MANACAPURU			
440-450				DELTAICO																													DELTAICO		DELTAICO		MANACAPURU	100	ORDOVÍCIO - DEVONIANA
450-460				PLATAFORMA RASA																													PLATAFORMA RASA		PLATAFORMA RASA		PITINGA SUP.	100	
460-470		PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA																													PITINGA INF.		150				
470-480		DEVONIANO	NEO	KATIANO				CONTINENTAL/MARINHO			FLUVIAL LACRUSTRE	EO-DEVONIANA	TROMBETAS	JATAPU		340																	NHAMUNDA						
480-490				SANDBIANO												DELTAICO																			DELTAICO		DELTAICO	340	ORDOVÍCIO - DEVONIANA
490-500	DARRIWILIANO	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA											290	ORDOVÍCIO - DEVONIANA																							
500-510	DAPINGIANO	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA											290		ORDOVÍCIO - DEVONIANA																						
510-520	FLOIANO	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA											290	ORDOVÍCIO - DEVONIANA																							
520-530	TREMADOCIANO	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA	PLATAFORMA RASA											290		ORDOVÍCIO - DEVONIANA																						
530-540	CAMBRIANO	PRÉ-CAMBRIANO	PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENTAL/MARINHO											FLUVIAL LACRUSTRE	PRÉ-CRETÁCEA		TROMBETAS	JATAPU	400	ACARI																		
540-550																	PRÉ-CAMBRIANO			PRÉ-CAMBRIANO		PRÉ-CAMBRIANO	PRÉ-CAMBRIANO	>1100	ORDOVÍCIO - DEVONIANA														
550	EMBASAMENTO																																						

Figura 8- Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, segundo Cunha *et al.* (2007).

A sequência neoviseana, representada pela Formação Faro, foi depositada sobre a Formação Barreirinhas. Em um contexto de intensa atividade tectônica nas bordas da placa sul-americana, ocorreu o soerguimento da sequência depositada anteriormente, e consequente erosão, gerando uma discordância com hiato deposicional de aproximadamente 14 Ma (Melo e

Loboziak 2003). A Formação Faro constitui-se de arenitos e pelitos fluvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestade (Cunha *et al.* 2007).

A quarta sequência de segunda ordem é a Pensilvaniana-Permiana, que representa um novo pulso de natureza transgressiva-regressiva, durante o Carbonífero tardio. É constituída das Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, reunidas no Grupo Tapajós. A primeira é constituída de arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (Costa, 1984 *apud* Cunha *et al.* 2007). A segunda é composta por folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho raso/inframaré, com idade neobashkiriana-moscoviana (Lemos 1990, Playford & Dino 2000).

A Formação Nova Olinda é formada por calcários, anidritas e halitas de ambiente de inframaré, planície e *sabkha*, sendo dividida em dois membros, segundo proposta de Cunha *et al.* (2007). O primeiro membro, denominado Fazendinha, na mais basal, constitui principalmente de folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas; e o segundo, que representa o início de uma regressão, é denominado Arari, é afossilífero e caracterizado por uma intercalação de folhelhos e siltitos, com pacotes de halitas cristaloblásticas.

Por fim, no topo sequência, depositou-se a Formação Andirá, que representa o início de uma expressiva sedimentação continental, encontrando-se nela siltitos e arenitos avermelhados (*red beds*) e raras anidritas, associados às fácies fluviais e lacustrinas.

2.3 GRUPO TAPAJÓS

O Grupo Tapajós foi inicialmente proposto por Caputo (1984), sendo composto, da base para o topo, das formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá (figura 9). Possui espessura de cerca de 2.800m, e abrange o intervalo de tempo que vai do Carbonífero médio (Pensilvaniano) ao Permiano (Matsuda *et al.* 2004). Representa um ciclo deposicional de natureza transgressivo-regressiva, sendo uma sequência de segunda ordem, que se inicia com a deposição inicial siliciclástica flúvio-eólica intercalada com camadas de carbonatos, depositadas em ambiente marinho raso a restrito (Formação Monte Alegre). Estes carbonatos são sotopostos pela Formação Nova Olinda, que constitui-se de depósitos evaporíticos/siliciclásticos e carbonáticos marinhos. A sequência encerra-se com a deposição da Formação Andirá, composta por siliciclásticos avermelhados, raros evaporitos e carbonatos depositados em maior parte em ambiente fluvial/lacustrino a marinho restrito (Cunha *et al.* 1994, Cunha *et*

al. 2007, Matsuda 2002), que teria sido precedida por expressiva discordância, segundo estudos de Playford & Dino (2000) e Costa (1998) *apud* Matsuda *et al.* (2004). O intervalo Carbonífero do Grupo, distribui-se por toda a extensão da bacia, abrangendo os Estados do Pará e Amazonas; já a sequência permiana, concentra-se nas porções centrais da mesma.

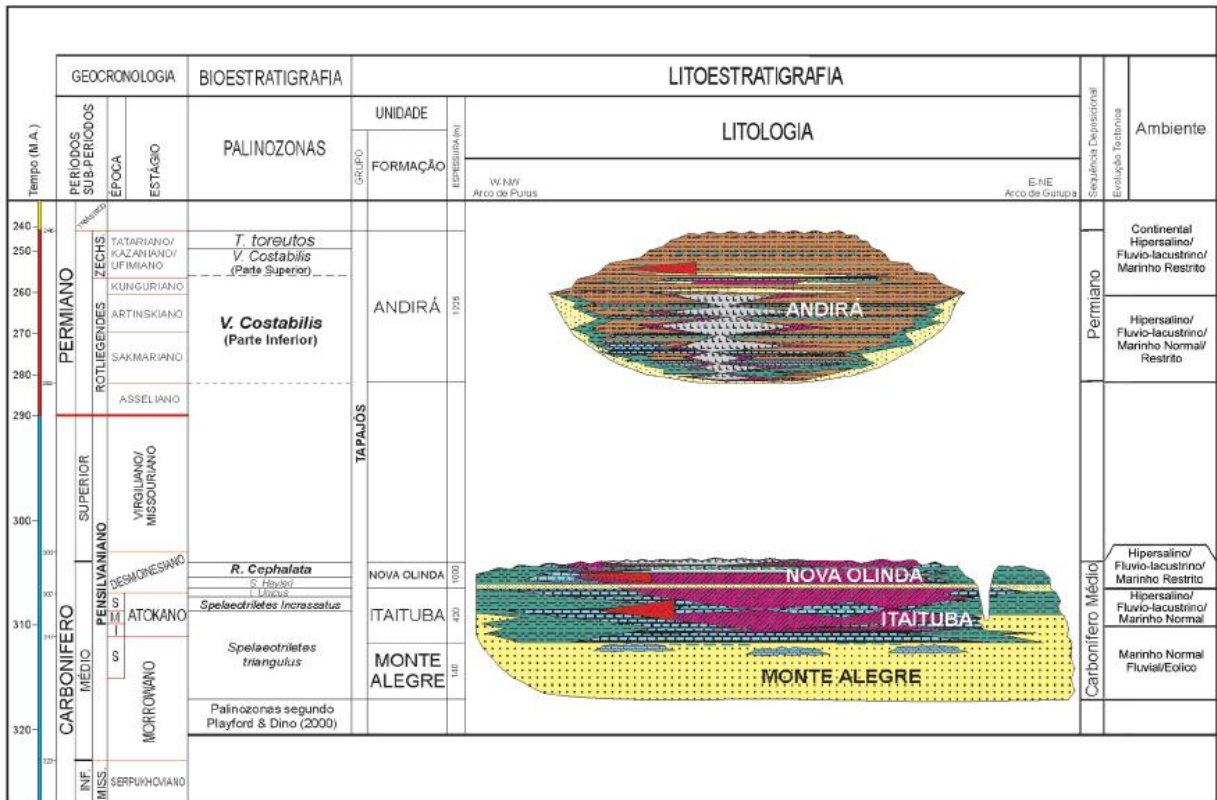


Figura 9- Carta estratigráfica do Grupo Tapajós da Bacia do Amazonas incluindo o Carbonífero Médio e Permiano. Fonte: Matsuda *et al.* (2004).

2.3.1 Formação Itaituba

A Formação Itaituba foi proposta inicialmente por Hartt em trabalho de 1874 (*apud* Caputo, 1984), para definir rochas carboníferas ao longo das margens dos rios Tapajós e Curupari. A porção superior da sucessão, mais tarde, foi separada na Formação Nova Olinda Caputo *et al.* (1972), que seria validada mais tarde por Caputo (1984), sendo englobada no Grupo Tapajós, que abrangia as Formações concordantes Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda (Santos *et al.* 1975 *apud* Caputo 2014). A unidade é usualmente descrita como uma sequência carbonática composta essencialmente por calcáriosossilíferos cinza claro a escuro, anidrita ou gipsita nodular e laminada, de cor branca a cinza, relativamente coesa e folhelho cinza e variegado (Figueiras 1983, Caputo 1984, Cunha *et al.* 1994, Cunha *et al.* 2007, Matsuda, 2002).

Durante o neobaskhiriano-moscoviano, os blocos continentais se amalgavam para a formação do supercontinente Pangea, e trabalhos como os de Rowley *et al.* (1985) e Scotese (2014), evidenciam que a porção continental do continente sul americano, correspondente aos limites da Bacia do Amazonas, posicionava-se neste período entre as latitudes 0° e 30°, que permitiria na região um clima mais quente. Adicionalmente, incursões marinhas vindas do oeste da massa continental, permitiram a instalação de um mar raso interior (Caputo 1984, Almeida & Carneiro 2004, Cunha *et al.* 2007), propiciando ambiente favorável a deposição de sedimentos carbonáticos.

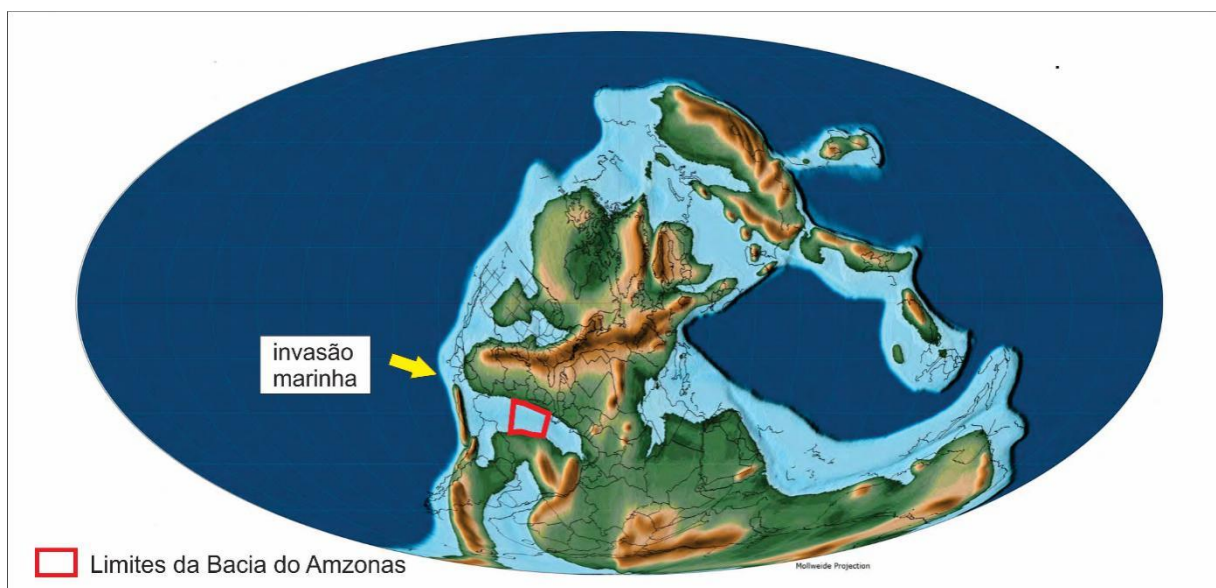


Figura 10- Posicionamento paleogeográfico da Bacia do Amazonas durante o Baskhiriano e sentido da incursão marinha ocorrida durante o período (Adaptado de Scotese, 2014).

A Formação distribui-se ao longo de toda a Bacia do Amazonas, abrangendo os Estados do Pará e Amazonas, e vem sendo expressivamente abordada ao longo dos anos, especialmente em trabalhos de cunho tafonômicos e faciológicos, nos afloramentos da borda sul. Os principais trabalhos com este enfoque são apresentados a seguir.

Figueiras (1983), em trabalho realizado em furo de sondagem, na região de Aveiro-PA, classificou 7 microfácies ao longo do perfil, associados a dois ambientes. As microfácies biomicritos ou bioesparitos, *wackstones* com foraminíferos e ostracodes, biointrapelesparitos com peloides e intraclastos, biointrapelesparitos com peloides, foram atribuídas a um ambiente plataforma marinha rasa. Já as microfácies *grainstones* com bioclastos micritizados, e *grainstones* com ooides, foram interpretadas como de ambiente mais energético, de bancos de areia em águas mais rasas e agitadas, com fragmentos bastante retrabalhados.

Moutinho (2006), em trabalho realizado na borda sul da bacia, ao longo das margens do Rio Tapajós na região de Itaituba, Estado do Pará associando dados tafonômicos e faciográficos, distinguiu 6 tafofácies. A tafofácies 1 representa o contexto de ambiente deposicional supramaré/intermaré superior, localizado na rampa interna em condições salinas a hipersalinas, sendo composta fâcies laminito microbial. A tafofácies 2, representa o contexto de lagoa protegida intermaré, sendo caracterizada pela ocorrência das fâcies *mudstone bioclástico peloidal*, *mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes*, *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, *wackestone bioclástico* e *wackestone bioclástico a ostracodes*. A tafofácies 3, foi depositada em contexto de um ambiente de contexto de intermaré, nas adjacências dos bancos bioclásticos e oolíticos, composta pela fâcies *wackestone e packstone bioclásticos a equinodermas*. Já as tafofácies 4 e 5, representam a maior diversidade fossilífera, sendo a primeira o ambiente de maior energia da sucessão, com fâcies que desfavoreceu o desenvolvimento de comunidades bentônicas, com a geração de fâcies *grainstones* na zona de formação das barras bioclásticas e oolíticas na intermaré; e a segunda, ainda no nível de ação das ondas normais, mas com menor tubulência, gerou fâcies *packstone* bioclásticos a braquiopodes, *packstones* bioclásticos a peloides e *packstone* bioclastcos. Por fim, tafofácies 6, permite inferir uma diminuição no nível de energia do ambiente e aumento da profundidade, correspondendo às fâcies *wackestone* bioclástico e *wackestone* bioclástico a briozoários.

Lima (2010), em trabalho realizado às margens do rio Tapajós e minas nas proximidades do município de Itaituba, especialmente de cunho paleoambiental, concluiu a interpretação de 5 associações de fâcies, em uma sucessão carbonático-siliciclástica, interpretada como a transição da Formação Itaituba para Formação Monte Alegre. A associação de fâcies 1, mais proximal, foi interpretada em um ambiente de campo de dunas/interdunas, constituindo-se das fâcies arenitos com estratificação cruzada de médio porte, arenitos com laminação cavalgante transladante subcrítica e arenitos maciços. A Associação de fâcies 2, representa lençóis de areia/wadi, com as fâcies arenitos com laminação plano-paralela e arenitos com estratificação cruzada tangencial e recumbente. A associação 3, representa o ambiente laguna/*washover* e compõe-se da intercalação de extensos pacotes de pelitos laminados e subordinadamente arenitos finos com laminação cruzada cavalgante. Por fim, a associação de fâcies 5, com a maior variedade de fâcies e predominância carbonática, é composta de *mudstone* bioclástico, *mudstone* bioclástico com grãos terrígenos, *wackestone* bioclástico, *wackestone* bioclástico com grãos terrígenos, *packstone* bioclástico, *grainstone* bioclástico, *grainstone* bioclástico oolítico, *dolomudstone* e *dolomudstone* poroso.

Silva (2014), em trabalho realizado em testemunho de sondagem, nas proximidades da região de Uruará, realizou trabalho de cunho paleoambiental e diagenético, em sucessão carbonática neocarbonífera na borda sul da bacia. O autor detalhou 6 associações de fácies. A associação 1, atribuída a um ambiente de planície de maré, inclui as fácies arenito com *rip up clasts*, dolomito fino laminado, arenito maciço, *dolomudstone* com grãos terrígenos e dolomito fino silicificado. A associação de fácies 2, compõe-se de arenito com laminação cruzada *wavy*, siltito com laminação cruzada, marga com laminação cruzada cavalgante e arenito com estratificação cruzada acanalada, sendo atribuída a um ambiente de canal de maré. Já associação 3, representa um sistema lagunar, que intercala fácies de siltito maciço, *mudstone* com fósseis (*Floatstone* com braquiópodos e Folhelho maciço piritoso. Representando a porção mais energética, a associação de fácies 4, de barra bioclástica, apresenta fácies *grainstone* oolítico fossilífero e *grainstone* com grãos terrígenos; e por fim, na porção mais distal, foram descritos *Wackestone* fossilífero, *Wackestone fossilífero* com grãos terrígenos e *Mudstone* maciço.

3 MICROBIALITOS

3.1 CONCEITOS

O termo estromatólito foi utilizado pela primeira vez em 1908 por Ernest Kalkowsky para descrever laminações no calcário do Buntsandstein do Triássico na Alemanha (Awramik 1991). Em uma das definições mais amplamente aceitas, Awramik *et al.* (1976), colocou que estromatólitos são estruturas organosedimentares produzidas por trapeamento, ligação e/ou precipitação como resultado da atividade metabólica e de crescimento de micro-organismos, principalmente cianófitas, em alguns ambientes marinhos ou lagunares.

Para Riding (1999), estromatólitos são simultaneamente fósseis e sedimentos, cujo significado geológico tem grande papel para a estratigrafia, sedimentologia e paleobiologia, além de serem consideradas as formas mais antigas de vida na terra (~3,5 Ga – Grupo Warrawoona, Austrália). Os estromatólitos, como produtos físicos de atividade comunidades microbianas, são capazes de refletir em sua morfologia, interna e externa, bem como sua composição, valiosas informações sobre o meio químico e físico do seu entorno na época de sua formação (Grotzinger & Knoll 1999). No trabalho de Riding (1999), se iniciou a consolidação do conceito de microbialitos, definindo que estas estruturas são diferenciadas em categorias encontradas em bioermas, de acordo com sua macrotrama, entre: dendrólitos, trombólitos, estromatólitos e leilólitos (figura 11).

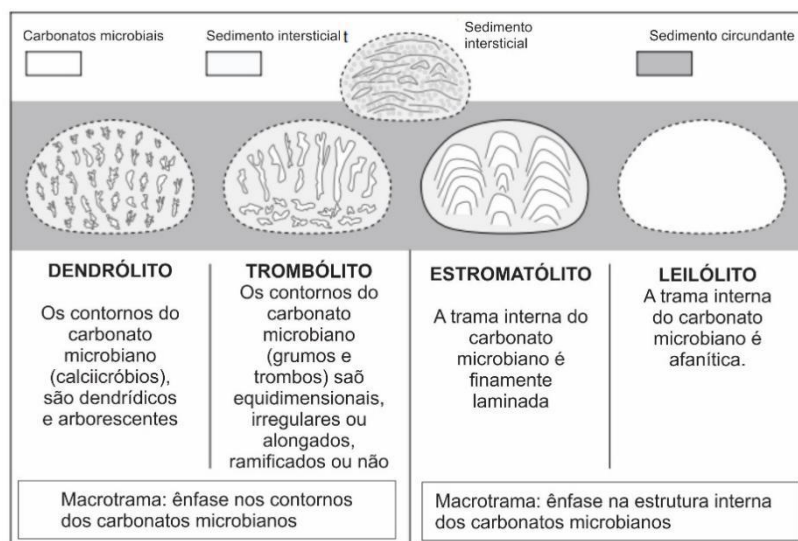


Figura 11- Carbonatos microbiais definidos por macrofábrica: leilólitos (afanítico), estromatólitos (laminados), trombólitos (coagulada) e dendrólito (dendrítica). (adaptado de Riding, 1999).

3.2 PROCESSOS DE FORMAÇÃO

Os principais processos de formação de carbonatos microbiais, segundo Awramik *et al.* (1976), Burne & Moore (1987), Riding (1991, 1999), Stolz (2000), Harrison *et al.* (2005) e Bosak *et al.* (2013), são: a) trapeamento (aglutinação) de partículas sedimentares; b) biomineralização de filmes orgânicos e c) mineralização, precipitação de minerais em organismos e/ou sedimentos.

3.2.1 Biofilmes e esteiras microbianas

As comunidades microbianas bentônicas exercem papel fundamental na formação dos microbialitos. Apesar do termo “micróbio” abranger organismos unicelulares ou multicelulares eucarióticos ou procarióticos, dos domínios Archea, bactéria ou Eukariota, para Knoll *et al.* (2013), as cianobactérias filamentosas e cocoides têm sido as principais produtoras primárias e construtoras, dos microbialitos modernos e microbialitos fósseis. Estas comunidades podem viver em ambientes marinhos, marinho-marginal e até terrestres.

As comunidades microbianas secretam substâncias extracelulares poliméricas (SEP), que podem formar complexas películas, ou os chamados biofilmes, que fixam a comunidade microbiana no substrato, acrescentam massa orgânica, e possibilitam a colagem de partículas ao meio (Fairchild, 2015), conforme esquema da figura 12.

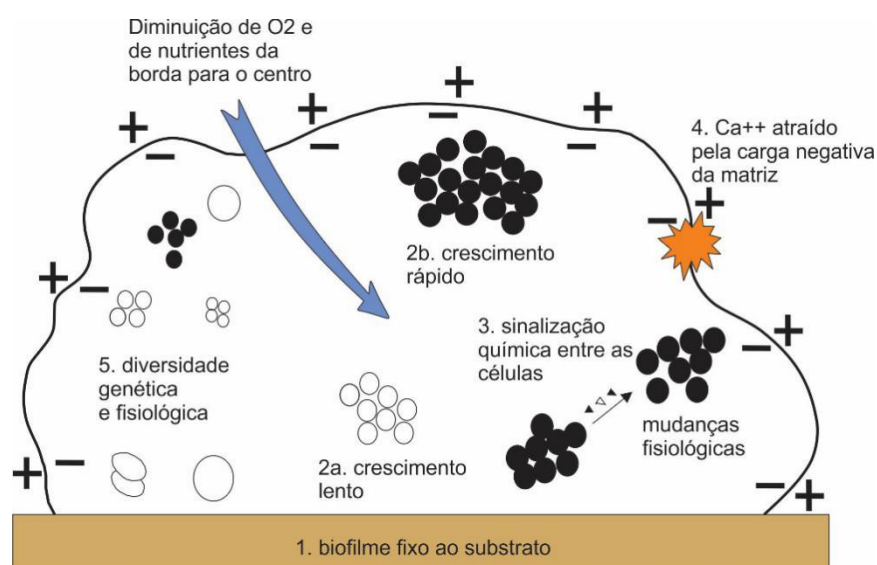


Figura 12- Representação esquemática de um biofilme, com destaque para seus elementos constituintes (Adaptado de Harrison *et al.* 2005).

3.2.2 Trapeamento

Estabelecidas condições favoráveis, as comunidades microbianas podem levar a formação dos carbonatos microbiais, pela formação das esteira microbianas, denominados “*algal mats*” ou “*microbial mats*” na literatura mais atual, constituídas de células filamentosas ou cocoides, de orientação ereta ou variavelmente prostadas, densamente intercaladas e entrelaçadas, resultando em estruturas sedimentares biolaminadas (Gerdes & Krumbein 1987, Riding 1991, Flugel 2010). Nestas esteiras desenvolve-se um ecossistema complexo, em que cada guilda representa uma zona ecológica diferente, com diferentes aspectos de ciclagem de C, O, N e S no ecossistema (Fairchild, 2015).

Segundo Riding (2011), como desenvolvem-se em variados ambientes, tanto marinhos como continentais, suas características dependerão dos parâmetros físico químico existentes, tais como energia do meio (ondas e correntes), tempestades, exposição subaérea, luminosidade, fluxo sedimentar, entre outros, e a conjunção destes fatores físico, químicos e biológicos, definirá as diferentes macrotramas (conforme figura 11).

Com a formação das esteiras microbianas, algumas características podem facilitar a retenção ou trapeamento de partículas sedimentares, mediante a atuação de dois processos: a) Adesão, devido à natureza macia ou pegajosa do material produzido pelos micróbios e b) maior complexidade das tramas, devido a estes organismos impedirem o movimentos destas partículas por obstrução física, que pode ser facilitada pelo crescimento vertical destes organismos (Burne & Moore 1987, Riding, 1991).

O tamanho das partículas retidas, depende essencialmente, para Riding (1991): a) do tamanho e abundância das partículas introduzidas por correntes; b) da força e frequência das correntes; c) da maciez da superfície e d) do relevo da superfície. Partículas micríticas são preferencialmente trapeadas, mas partículas do tamanhos areia podem ser retidas se as esteiras forem mais complexas, mais macias e de superfície mais irregular (figura 13).

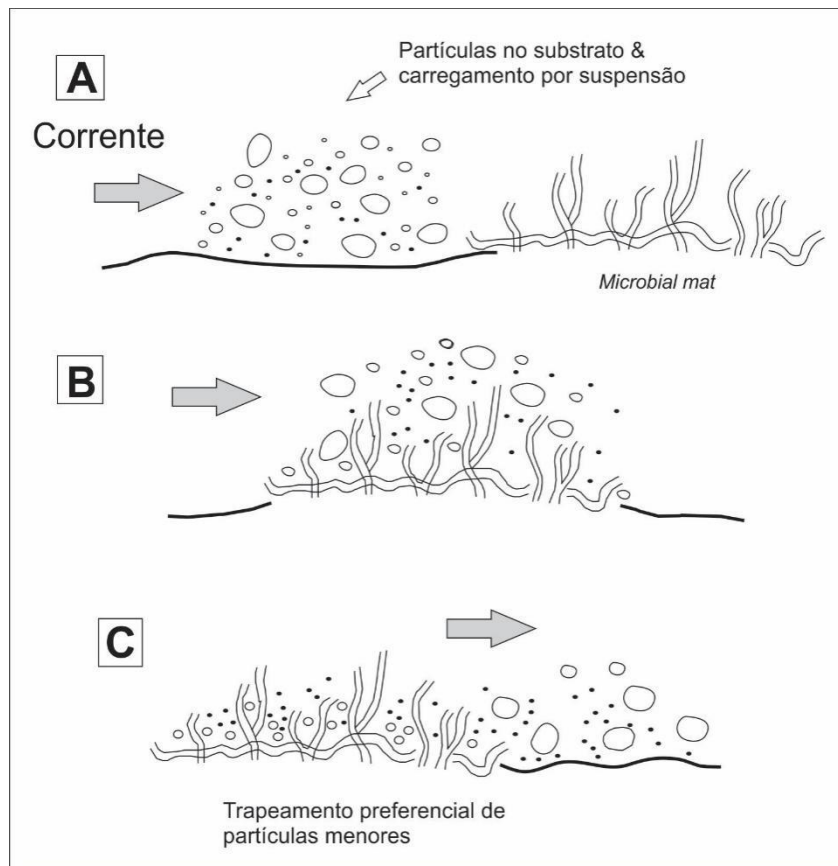





Figura 13- Trapeamento seletivo de partículas pequenas por comunidade microbiana, onde partículas pequenas são capturadas com mais facilidade (Adaptado de Ridging, 1991)

3.2.3 Calcificação bacteriana

A precipitação de CaCO_3 no interior das esteiras microbianas é, junto com o trapeamento de partículas, um dos mais importantes processos atuantes na preservação dos microbialitos. A precipitação mineral transforma pilhas temporariamente consolidadas de sedimentos em estruturas que persistem ao longo do tempo geológico. Os mecanismos desta calcificação tem tido diferentes visões de autores nos últimos anos, com alguns deles sugerindo bactérias específicas que secretam CaCO_3 , como Castanier (1987), outros que esta precipitação estaria mais relacionada a metabolismo bacteriano sob condições específicas (Boquet *et al.* 1973), e outros enfatizaram a influência da mudança de alcalinidade no metabolismo bacteriano Krumbein (1979a).

3.2.4 Importância ambiental

Para Flugel (2010), carbonatos microbiais fornecem importantes informações paleoambientais. Estas dizem respeito ao controle de nutrientes, luz, energia e profundidade da água. Possíveis mudanças no ambiente, podem ser indicadas pela mudança em carbonatos microbiais, tanto pela sua morfologia quanto pelas estruturas associadas (figura 14), além de poder melhorar a história das sequências estratigráficas e fazer o refinamento das mudanças de nível do mar atuantes em uma plataforma (Whalen *et al.* 2002). Além disso, as formas de crescimento, morfotipos, microfábricas e associações de microbialitos com fosseis, têm sido usadas com sucesso no reconhecimento de ambientes deposicionais em calcários precambrianos e fanerozoicos, discriminando contextos ambientais de águas profundas e águas rasas, conforme trabalhos de Hoffman (1974), George (1999) e Riding & Awramik (2000).

MORFOLOGIA DO ESTROMATÓLITO	ESTRUTURAS ASSOCIADAS						TURBULÊNCIA		SUBMARÉ INTERMARÉ SUPRAMARÉ
							BAIXA	ALTA	
				✓	✓	✓	---	---	---
	✓	✓	✓		✓	✓	---	---	---
	✓	✓	✓	✓	✓	✓		---	---
	✓	✓		✓			---		---
	✓	✓		✓		✓	---	---	---
	✓	✓	✓				---	---	---
	✓	✓					---		---
							---		---



	Marcas onduladas		Estratificação cruzada		Oólitos		Moldes de halita/gipsita
	Gretas de dissecação		Clastos intraformacionais				

Figura 14- Quadro com relação de morfologia, estruturas e ambientes das formas estromatolíticas (Adaptado de Donaldson, 1976).

3.3 OCORRÊNCIAS NO BRASIL

Segundo Fairchild & Sanchez (2015), o Brasil conta com um registro extenso de ocorrência de microbialitos, presentes de forma mais expressiva em rochas proterozoicas (2,4-0,54 Ga). A concentração dos registros brasileiros ocorreu nos intervalos de 1,5 e 0,5 Ga, sofrendo forte declínio no Fanerozoico no Brasil, seguindo a tendência do mundo. A figura 15, dos mesmos autores, apresenta uma comparação entre o registro mundial de microbialitos (majoritariamente estromatólitos), representado pela linha vermelha, indicando a variedade de morfotipos, e os registros nas unidades litoestratigráficas brasileiras, logo abaixo, em azul. Os registros fanerozoicos de estromatólitos no Brasil se distinguem em seis unidades do intervalo Paleozoico-Mezozoico representando ambientes restritos e predominantemente hipersalinos (Fairchild & Sanchez 2015).

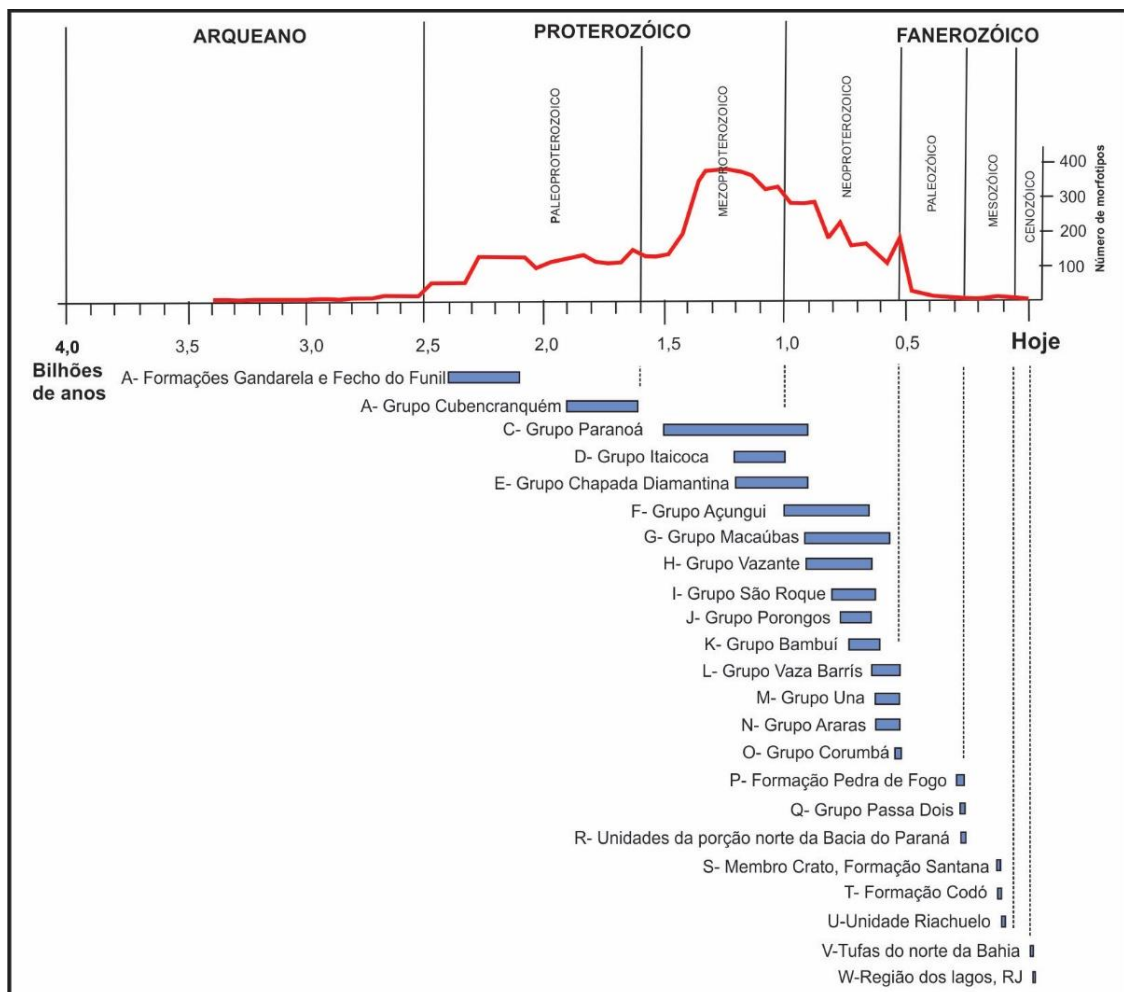


Figura 15- Diversidade morfológica de registro de microbialitos, principalmente estromatólitos, ao longo do tempo e a distribuição das unidades estratigráficas portadoras de microbialitos no registro sedimentar proterozoico e fanerozoico no Brasil (Fairchild & Sanchez, 2015).

4 ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ITAITUBA

A sucessão estudada possui cerca de 15m de espessura (figura 16), onde foram discriminadas 9 fácies e microfácies (tabela 1): folhelho laminado (Fl), arenito laminado (Al), siltito laminado (Sl), *mudstone* maciço (Mm), *mudstone* com gretas de contração (Mg), *wackestone* bioclástico (Wb), *packstone* bioclástico (Pb), *floatstone* oncolítico (Fo) e *boundstone* (Bd).

Predominam na base folhelhos laminados (Fl), com intercalações de delgadas camadas de arenitos laminados (Al), de granulometria fina a média e coloração amarelada e siltitos laminados (Sl), de coloração cinza clara, apresentando estrutura ondulada. *Mudstones* maciços (Mm) de coloração cinza, ocorrem também intercalados, por vezes apresentando estilólitos, e nas camadas intermediárias do perfil exibindo extensa dissolução, com preenchimento parcial de cimento de dolomita, descritos pontualmente na porção intermediária-superior do perfil, apresentando-se com cristais de finos dolomita textura xenotópica. Em menor proporção, na porção intermediária do perfil, ocorrem fácies com rico conteúdo fossilífero, os *wackestones* bioclásticos (Wb) e *packstones* bioclásticos (Pb). Estas fácies apresentam coloração cinza claro a cinza esverdeado, estrutura de laminações onduladas, e marcam uma graduação das fácies mais menos a mais ricas em conteúdo fossilífero, contendo equinodermas, braquiópodes, foraminíferos uniseriados, ostracodes e bivalves. No topo do perfil ocorrem *mudstones* com gretas de contração (Mg), com expressivo conteúdo de terrígenos, disposto em laminações de até 1mm, que contém grãos de quartzo subarredondados cimentados por calcita espática, intercalados com níveis de micrito. Nota-se neste, através das fácies descritas uma tendência de reaseamento ascendente, corroborado pela presença de estruturas de gretas de contração no topo do perfil.

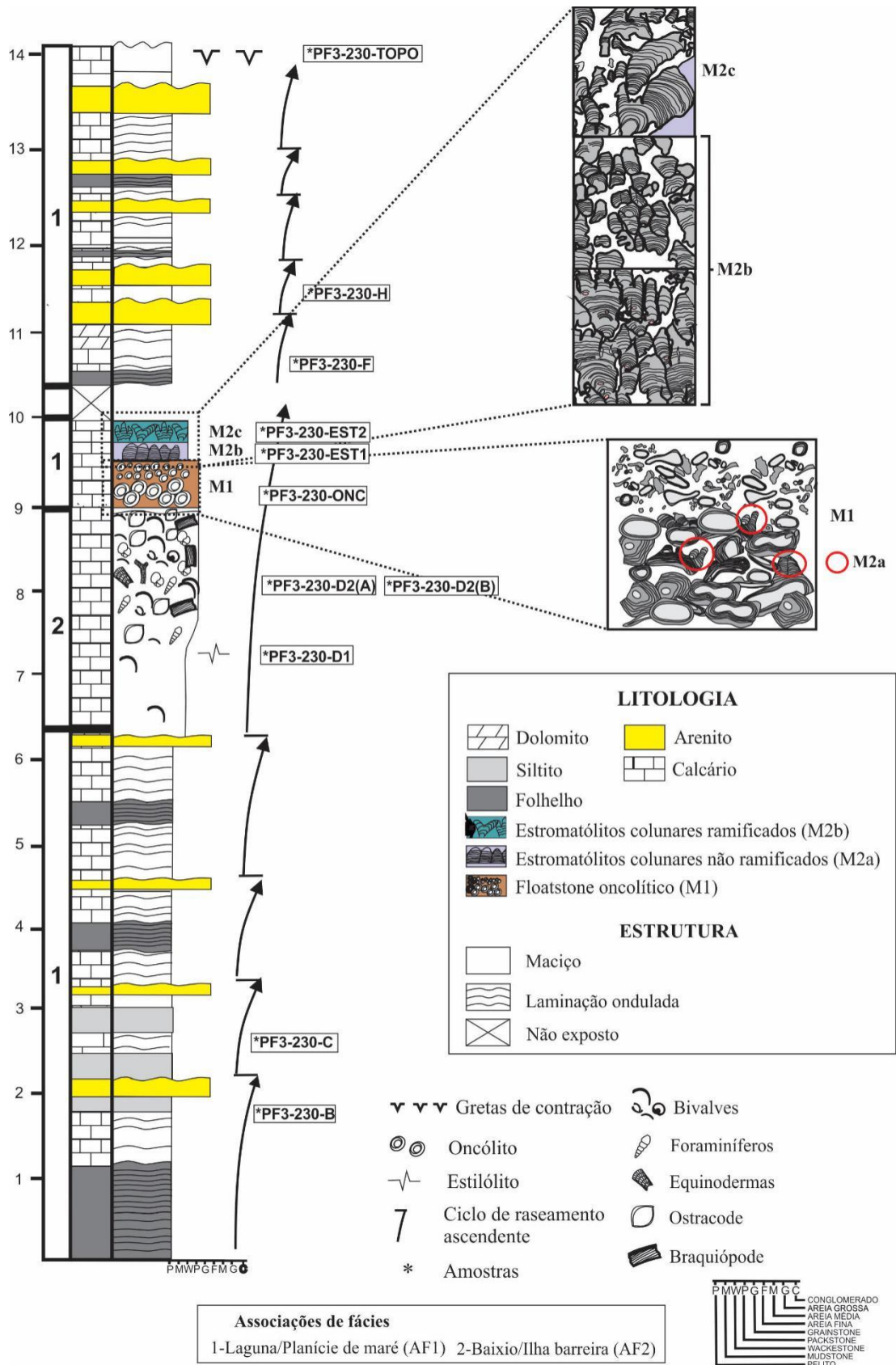


Figura 16- Perfil litoestratigráfico da sucessão Neo-Carbonífera na borda sul da Bacia do Amazonas, na região de Placas-PA.

Tabela 1- Fácies, respectivos processos sedimentares e associações de fácies.

Fácies	Descrição	Processo	Associação
Folhelho com Laminação Plano-paralela (F1)	Camadas tabulares e lateralmente contínuas	Deposição por suspensão e tração	Laguna/ Planície de maré (AF1)
Arenito com Laminado (A1)	Arenitos com geometria tabular, laminados e lateralmente contínuos	Regime de fluxo superior com formas planas de leito	
Siltito Laminado (S1)	Camadas tabulares, laminadas, levemente onduladas e lateralmente contínuas	Deposição por decantação em ambiente de baixa energia	
<i>Mudstone</i> Maciço (Mm)	Camadas tabulares, maciças, lateralmente contínuas, mostrando pontualmente, expressiva dissolução	Deposição por suspensão e precipitação de carbonatos em ambiente de baixa energia	
<i>Mudstone</i> Com gretas De contração (Mg)	Camadas tabulares, onduladas, com intercalações de níveis micríticos, com níveis ondulados de grãos siliciclásticos, cimentados por calcita, lateralmente descontínua.	Deposição por suspensão em períodos de baixa energia intercalados com períodos de maior influxo siliciclástico. Posterior exposição subaérea pelítica com desidratação e rompimento de lâminas argilosas	
<i>Wackestone</i> Bioclástico (Wb)	Camadas de geometria tabular, estrutura ondulada, apresentando continuidade lateral	Deposição a partir de ambiente de moderada energia junto com bioclastos	
<i>Floatstone</i> Oncolítico (Fo)	Intervalo com cerca de 60 cm, contendo horizontes de 15cm a 20cm, alternando com maior ou menor concentração de ooides e oncólitos	Transporte principalmente de oncólitos, e subordinadamente de bioclastos a substrato lamoso, com rápida litificação	Baixio/ Ilha barreira (AF2)
<i>Boundstone</i> (Bd)	Ocorrem na forma de biohermas, com espessura de cerca de 50cm, geometria de lentes. Os morfotipos de microbialitos definidos são M2b (colunares não-ramificados) e M2c (colunares ramificados)	Deposição em ambiente subaquoso, de baixa energia, com esteiras microbianas, desenvolvendo-se por trapeamento e precipitação/ligação através de atividade metabólica de microorganismos, principalmente cianófitas.	
<i>Packstone</i> Bioclástico (Pb)	Camadas de geometria tabular, estrutura ondulada, apresentando continuidade lateral	Deposição a partir de ambiente de alta energia, com transporte de bioclastos e precipitação de cimento de calcita espática.	

4.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Estas fácies foram agrupadas em duas associações de fácies, sendo elas: Fl, Al, Sl, Mm, Mg, Wb, correspondentes associação de fácies (AF1)- Planície de maré/Laguna; e Pb, Fo e Bd correspondentes a associação de fácies (AF2)- Baixo/Ilha barreira.

4.1.1 Associação de fácies laguna/planície de maré (AF1)

A associação de fácies 1 (AF1) é caracterizada pela intercalação de fácies Fl e Sl, com espessura ligeiramente maior, com as fácies Al, Mm, Wb e Mg no topo da sucessão. A fácies Fl possui coloração cinza claro, é quebradiça e ocorre em níveis centimétricos a métricos, intercalado com níveis de Al, que possui coloração alaranjada, granulometria fina a média, apresentando ambos, continuidade lateral (figura 17D). A fácies Sl, ocorre em estratos com espessura centimétrica, de coloração amarelada, aspecto quebradiço, intercalado com níveis centimétricos de Fl e Al (figura 17B e 17C), lateralmente contínuos.

Na porção intermediária do perfil, ocorre intervalo com a fácies Mm, que apresenta-se geralmente afossilífera, com presença constante de estilólitos, que grada para fácies Wb, que possui macroscopicamente coloração verde claro e estrutura ondulada. Microscopicamente, Wb apresenta conteúdo fossilífero composto principalmente por bioclastos de foraminíferos unisseriados, com cavidades eventualmente preenchidas por cimento de calcita espática, braquiópodes e bivalves desarticulados, além de bioclastos indiferenciados (figura 17E).

A fácies Mg restringe-se ao topo da perfil, e constitui-se da alternância de lâminas mais finas, de *mudstone*, com lâminas siliciclásticas milimétricas a centimétricas, constituídas de grãos de quartzo de granulometria areia fina, onduladas, com poros preenchidos por calcita espática (figuras 17F e 17G).

Evidencia-se em algumas porções, especialmente na fácies *mudstone*, a atuação de intenso processo de dolomitização, sendo possível diferenciar horizontes onde o processo avançou de forma mais proeminente (figura 18A). No horizonte em que a dolomitização avançou mais, observa-se textura com cristais de textura fina, subédrica, de até 30 μm , de textura xenotópica (figura 18C), pontualmente apresentando estilólitos. No horizonte onde a dolomitização ocorreu de forma menos intensa, ocorreu intensa dissolução, com poros do tipo *Vug*, parcialmente ou totalmente preenchidos com cimento de calcita espática (figura 18B).

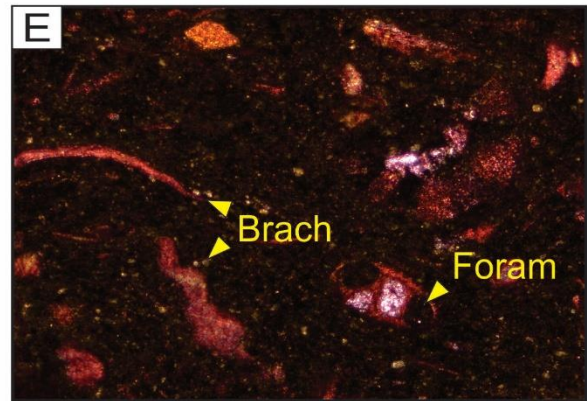
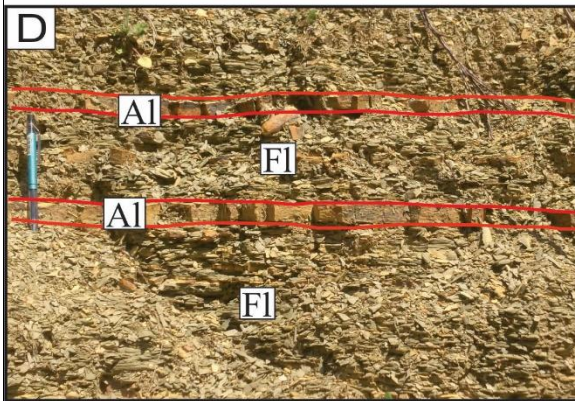
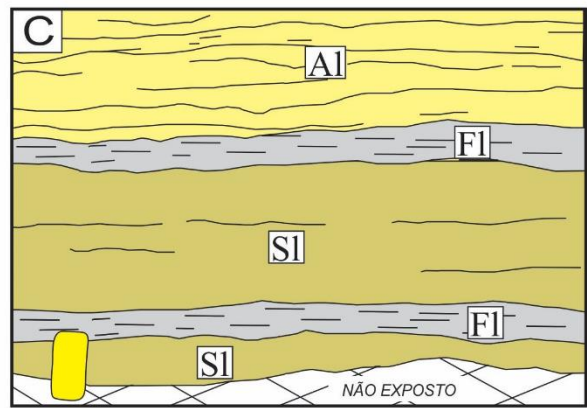


Figura 17- Fotografias e fotomicrografias das fácies e microfácies descritas de ambiente de laguna/planície de maré (AF1) na Formação Itaituba, região de Placas-PA. Em A, visão geral da sucessão estudada. Em B (foto em afloramento) e C (desenho esquemático), detalhe para a intercalação das fácies SI, FI e AI, mostrando camadas de espessura centimétrica, tabulares, e levemente onduladas. Em D, intercalação de camadas centimétricas de AI e FI, tabulares e lateralmente contínuas. Em E, destaque para o conteúdo fóssilífero das fácies Wb (Amostra PF-230-D1(A)), mostrando na fácies de energia moderada com bioclastos de foraminíferos unisseriados e braquiópodes desarticulados flutuando em matriz micrítica. Em F e G, fácies Mg (Amostra PF3-230-TOPO), com detalhes para primeira, em foto de campo e em planta, e na segunda, em corte mostrando a alternância de laminações de espessura milimétrica, de micrito e grãos siliciclásticos. (Legenda=BRACH: braquiópoda, FORAM: Foraminífero).

Horizontes de *microbial mats* ocorrem de maneira pontual, caracterizados pela alternância de horizontes de espessura milimétrica, ricos em ferro, coloração laranja-avermelhada, apresentando poros de formato irregular, alternando com horizontes preenchidos por cimento de calcita, de geometria irregular (figura 18D).

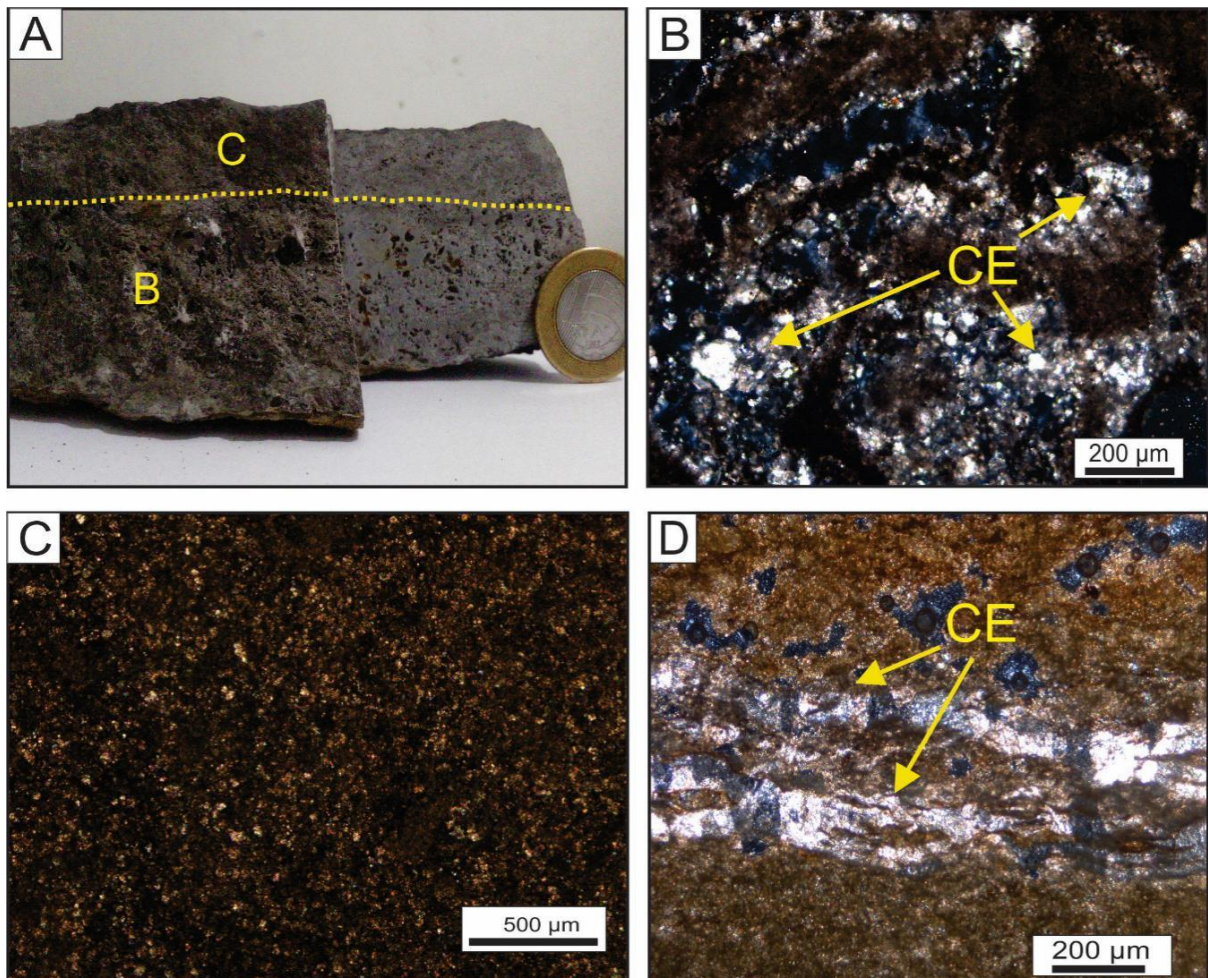


Figura 18- Fotografia e fotomicrografias da fácies *mudstone* e *microbial mats*. Em A, foto de amostra de mão mostrando horizonte maciço dolomitizado (C) e horizonte com extensa dissolução da matriz micrítica e preenchimento por cimento dolmítico (B). Em D, fotomicrografia de *microbial mats*, com horizontes ricos em ferro intercalados com espaços preenchidos por cimento calcítico espático.

Este depósito é condizente com um predominante ambiente de baixa energia, protegido e de deposição por suspensão (Tucker 1992, Reading 1996, Boggs 2006, Flugel 2010), mas com esporádico aporte de sedimentos arenosos, exemplificado pelas intercalações da fácies Al (figuras 17B, 17C e 17D). A presença de barreiras na costa é sugerida por autores como Silva (2014), na região de Uruará, distante 60 Km à leste da área de pesquisa deste trabalho. Lima (2010) e Moutinho (2006) descrevem fácies de laguna em afloramento na região de Monte Alegre e em testemunho de sondagem, às margens do Rio Tapajós, no município de Itaituba. Na porção intermediária da sucessão, são observados intervalos fossilíferos, representados pelas fácies Wb. Durante o predomínio dos períodos de maré vazante e/ou enchente, podem justificar a presença de influxos siliciclasticos, evidenciado pelos delgados níveis de arenitos, fácies Al.

O conteúdo fossilífero presente nas fácies, composto por braquiópodos, ostracodes, foraminíferos unisseriados, bivalves e corais, proveniente de diferentes *habitats* no ambiente marinho e depositados em uma mesma fácies, indica que, devido a conexão com o ambiente plataformal, a deposição das mesmas teria ocorrido mediante eventos de tempestade, que teriam transportado estes bioclastos, principalmente até esta laguna. A predominância de fácies associadas a ambientes de baixa energia, como pode ser observado no perfil avaliado (figura 16), associado as fácies carbonáticas mais proximais, como *wackestone* bicolásticos ricos em equinodermos e braquiópodes, corrobora com a interpretação de fácies de laguna, como sugerido por Matsuda (2002) e Moutinho (2006).

As fácies *mudstone* dolomitizadas, assemelham-se aquelas classificadas como dolomita tipo A, por Matsuda (2002), na borda sul da Bacia, que indicam a passagem para condições de ambiente provavelmente restrito a poças hipersalinas, com alta evaporação em área intermaré/supramaré restrita (*sabkha*). Nesta zona, também é comum encontrar estruturas que evidenciam períodos de exposição subaérea, típicos de planície de maré, como gretas de contração (figura 17F), também descritas por Matsuda (2002) e Lima (2010), e que indicariam períodos de exposição subaérea, com evidências de contribuição eólica, colocada por autores como Carozzi *et al.* (1972) e Caputo (1984), evidenciadas intercalação lâminas siliciclasticas finas (figura 17G). Também neste contexto lagunar, mas em ambiente intermaré superior/supramaré, estariam as esteiras microbiais (figura 18D), também descritas por Matsuda (2002) e Moutinho (2006), como resultado da predominância de condições hipersalinas.

4.1.2 Associação de fácies baixo/ilha barreira (AF2)

A associação de fácies AF2 caracteriza-se pela presença em sua base da fácies Pb, seguida de intervalo de cerca de 1m de microbialitos, distinguidos nas fácies Fo e Bd, que podem ser associados a zona intermaré, baixa a intermediária.

A fácies Pb apresenta macroscopicamente coloração verde claro a bege, estrutura ondulada e rico conteúdo fossilífero. Microscopicamente apresenta arcabouço predominantemente fechado, constituído de matriz micrítica e grãos do arcabouço constituídos por variado conteúdo fossilífero, como bivalves desarticuladas, braquiópodes, corais, ostracodes (figuras 19A à 19D).

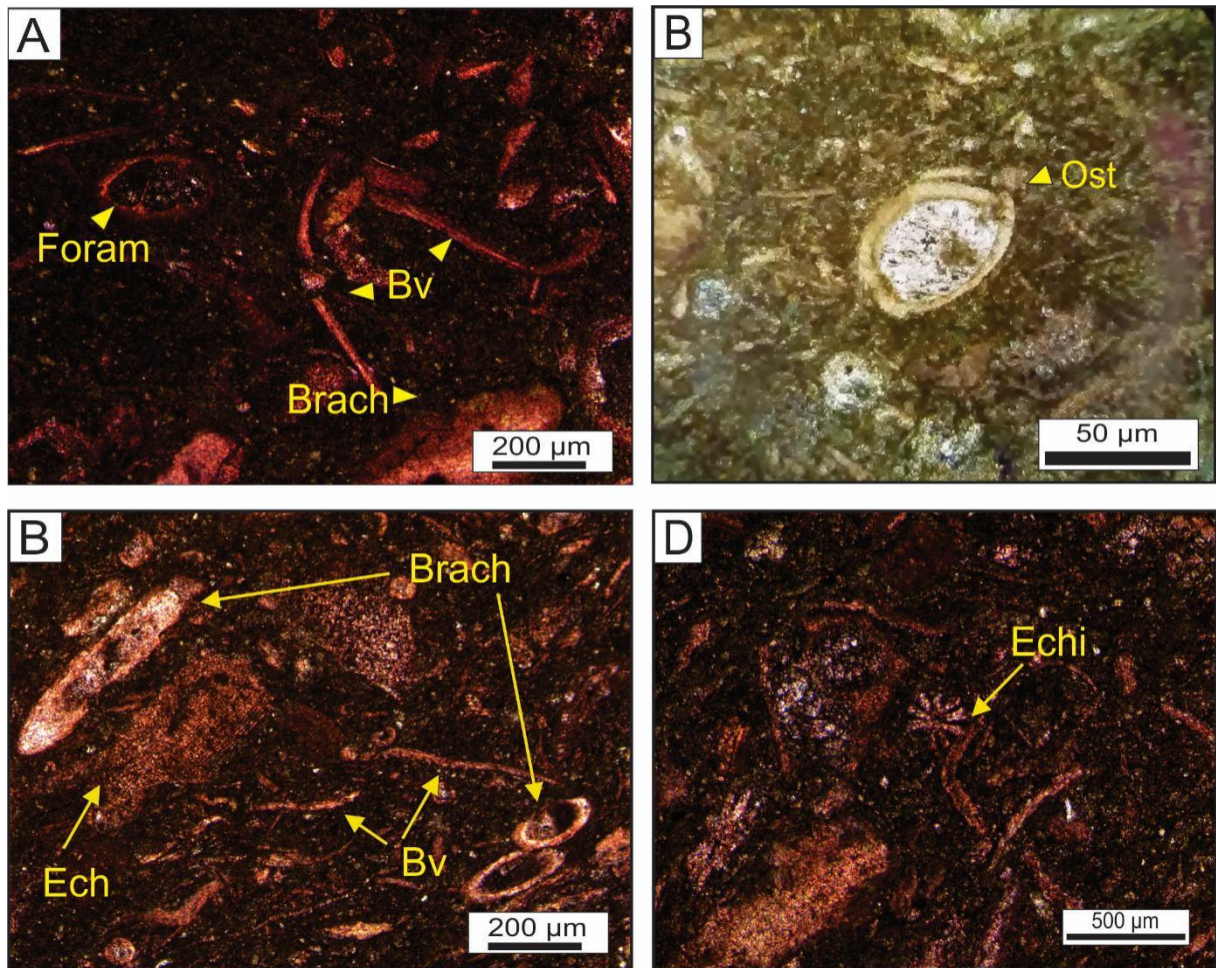


Figura 19- Fotomicrografias da microfácies Pb, descrita em ambiente de baixo/ilha barreira (AF2) na Formação Itaituba, região de Placas-PA, com destaque para conteúdo fossilífero variado. Em A, B, C e D evidencia-se a presença de foraminíferos uniseriados, braquiópodes e bivalves desarticulados; equinodermos, ostracodes, além de fragmentos bioclásticos indiferenciados, em meio a matriz micrítica, apresentando maior ou menor grau de fragmentação (Legenda=Foram: foraminífero, Brach: braquiópodes, Bv: bivalves e ost: ostracode).

Os morfotipos de microbialitos descritos ao longo do perfil, foram classificados em: a) Morfotipo M1, com formas oncoides, e b) Morfotipo M2, microestromatólitos colunares associados aos oncólitos e bioclastos de bivalves (M2a), formas colunares bem desenvolvidas sem ramificação (M2b) e formas colunares bem desenvolvidas com ramificação (M2c).

Os oncóides, ooides e bioclastos, que constituem a fácies Fo, e definem morfotipo M1, são parcialmente preservados, com núcleos constituídos por intraclastos micríticos (figura 20A e 20B). Apresentam-se dispersos em matriz micrítica e siliciclástica, sem orientação preferencial, com diâmetros que variam de 1 mm à 5 cm, laminações concêntricas irregulares, por vezes achatados e/ou fragmentados. Observam-se na rocha horizontes com diferentes texturas (figuras 20C e 20D): No horizonte 1, observam-se oncóides com até 2,5 cm de diâmetro, associados com o desenvolvimento de microestromatólitos, atribuídos ao morfotipo M2a, de até 8 mm com laminação submilimétrica, formas colunares e pontualmente bulbosas empilhadas, a partir da superfície externa destes oncólitos e matriz predominantemente micrítica. No horizonte 2, destacam-se formas colunares soltas e alinhadas, de até 2 cm de altura. Logo acima, um terceiro horizonte onde se observa um nível de maior concentração no arcabouço, passando a ser sustentado pelos oncóides, que possuem menor diâmetro variando de 1mm até 1,4 cm, ocorrendo com laminações concêntricas menos espessas, arredondados ou achatados e fragmentados, com núcleo de material carbonático, dispersos em matriz micrítica, mas com contribuição siliciclástica, com grãos finos de quartzo. É comum também a presença de bioclastos de bivalves dispersos na matriz, sobre os quais também se desenvolveram microestromatólitos (figuras 20D, setas vermelhas).

Microscopicamente observa-se que os oncóides em maior parte são preservados, caracterizados por laminações concêntricas regulares, com alternância de lâminas mais escuras e mais claras (figura 6F), e alguns deles achatados ou fragmentados, mostrando também desenvolvimento de microestromatólitos (figura 6E), em suas paredes externas, na forma de pequenas colunas e domos, internamente com laminações concêntricas, convexas, com alternância de lâminas mais escuras e claras.

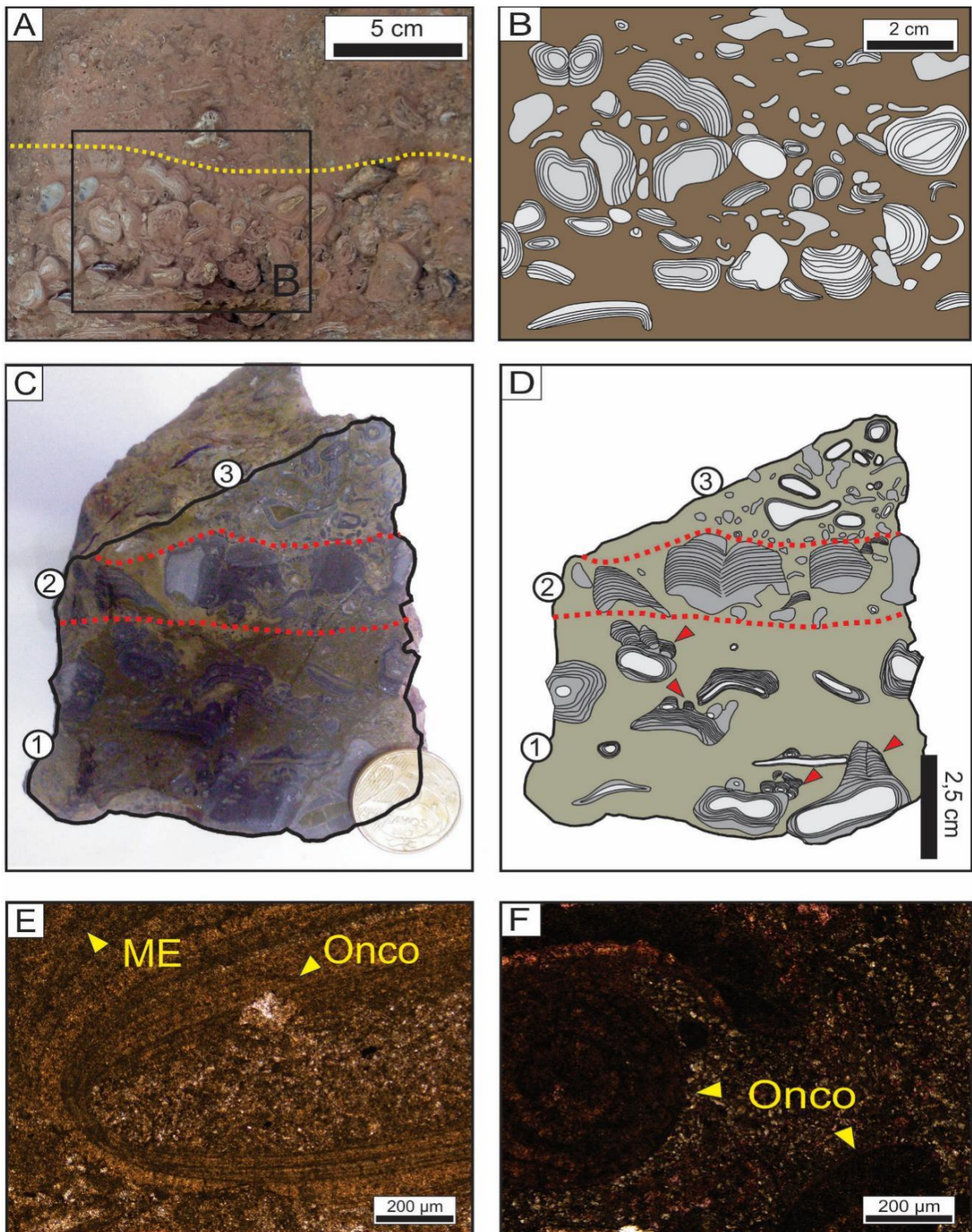


Figura 20- Visão em afloramento, amostra de mão e fotomicrografia do morfotipo M1 e M2a. Em A (foto em afloramento) e B (desenho esquematizado de A), evidencia-se o arcabouço da rocha, que caracteriza-se pela alternância de horizontes com diferentes concentrações de oncólitos, oolitos e bioclastos, com arcabouço sustentado por oncólitos, variando em diâmetro de 2mm a 2,5 cm, parte preservada, e parte achatados fragmentados e dispersos na matriz de forma caótica. Em C (amostra de mão) e D (desenho esquemático) mostra-se diferentes horizontes (1,2 e 3), com oncólitos dispersos (horizonte 1) e microestromatólitos do morfotipo M2a crescendo a partir de carapaças (seta vermelha), formas colunares centimétricas alinhadas (horizonte 2) e formas oncólíticas e oolíticas fragmentadas, achatadas em maior concentração (horizonte 3). Em E e F, fotomicrografias evidenciando crescimento de microestromatólitos a partir de concha de oncólito e matriz siliciclástica fina.

Sotoposto aos oncóides e microestromatólitos associados às conchas, ocorrem os estromatólitos colunares bem desenvolvidos, que compreendem a Bd. São descritos em boa exposição, dispostos em corpos tabulares, com seus limites e laminações claramente distinguíveis, dispostos em bioherma subesférico. O topo das colunas em planta é caracterizado por estruturas circulares, concêntricas e frequentemente intercrescidas (figura 21A e 21B).

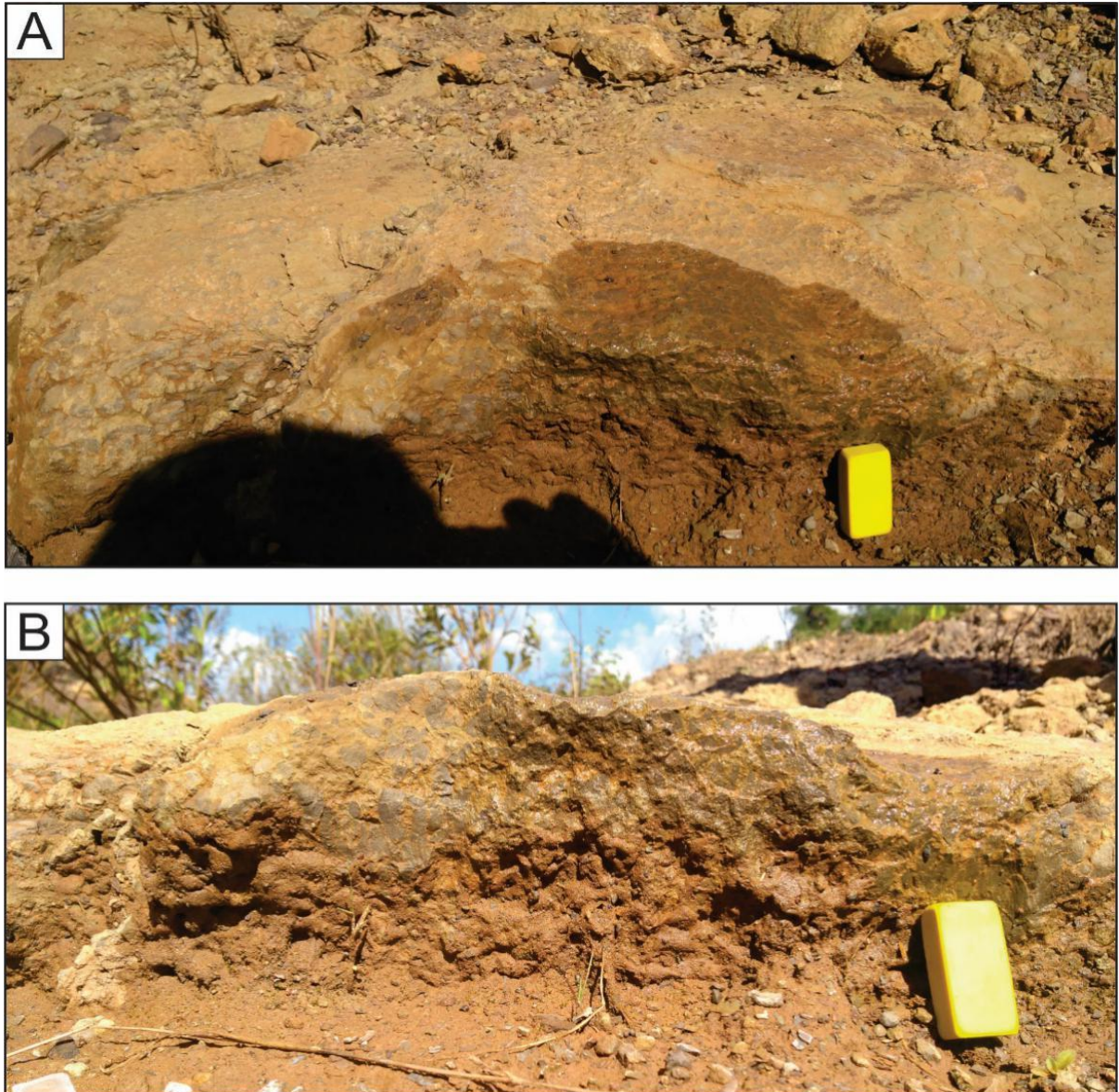


Figura 21- Visão em aforamento da fácies Bd. Em A, visão geral de biohermas subesféricos e B, visão lateral das colunas estromatolíticas.

São subdivididos, da base para o topo, nos morfotipos M2b e M2c (figura 22C). No morfotipo M2b são vistas estruturas colunares, com em média 2,5cm de altura por 1cm de largura, de corpos individuais colunares. Seu contorno transversal apresenta-se irregular, com bordas intercrescidas. Seu vetor de crescimento é aproximadamente reto (figura 22F e 22F'),

com atitude vertical (aproximadamente 80° e 90°), com essas estruturas colunares individualizadas, e ramificação rara. O padrão de largura colunar mais frequente é o rugoso. Com relação a sua mesoestrutura, seus traços laminares são moderadamente convexos, no geral as curvas são onduladas, simétricas e regulares em relação ao conjunto. As lâminas não infletem em relação às bordas e microdiscordâncias são ausentes. Observa-se no intervalo um ciclo em que o tamanho das colunas diminui tanto em altura quanto em largura em direção ao topo (figura 22E e 22E'), com em média 1cm de altura por 0,3 cm de largura, mas ainda com vetor de crescimento predominantemente vertical. São observadas ainda feições de dissecação ao longo de boa parte das colunas.

No morfotipo M2c, observa-se uma mudança no vetor de crescimento e na ramificação (figura 22d e 22D', setas vermelhas), pois são vistas estruturas colunares em fascículos, com maior tamanho de todo intervalo, com cerca de 3,5 cm em média de altura e 2 cm de largura, com corpos descontínuos e individuais, sendo estas colunas laminadas. Seu contorno transversal tem forma intercrescida, e seu vetor de crescimento, ao contrários dos anteriores, apresenta-se mais frequentemente decumbente, com atitude/orientação inclinada (entre 30° e 45°), sendo classificada como do tipo α . As colunas encontram-se mais espaçadas que as anteriores, com até 1cm entre as mesmas. Possui também, maior frequência de ramificação, tanto no estilo paralelo quanto ao estilo divergente (em alguns pontos divergente ao ramo maior). Conexões entre as estruturas são raras (na forma de ponte), e o padrão de largura colunar mais comum é o costelado. Com relação a sua mesoestrutura, seus traços laminares são moderadamente convexos, no geral as curvas, e sua estrutura marginal laminar não apresenta superposição. Seu contorno em planta é predominantemente interligado, e pontualmente coalescido (figura 22B e 22B').

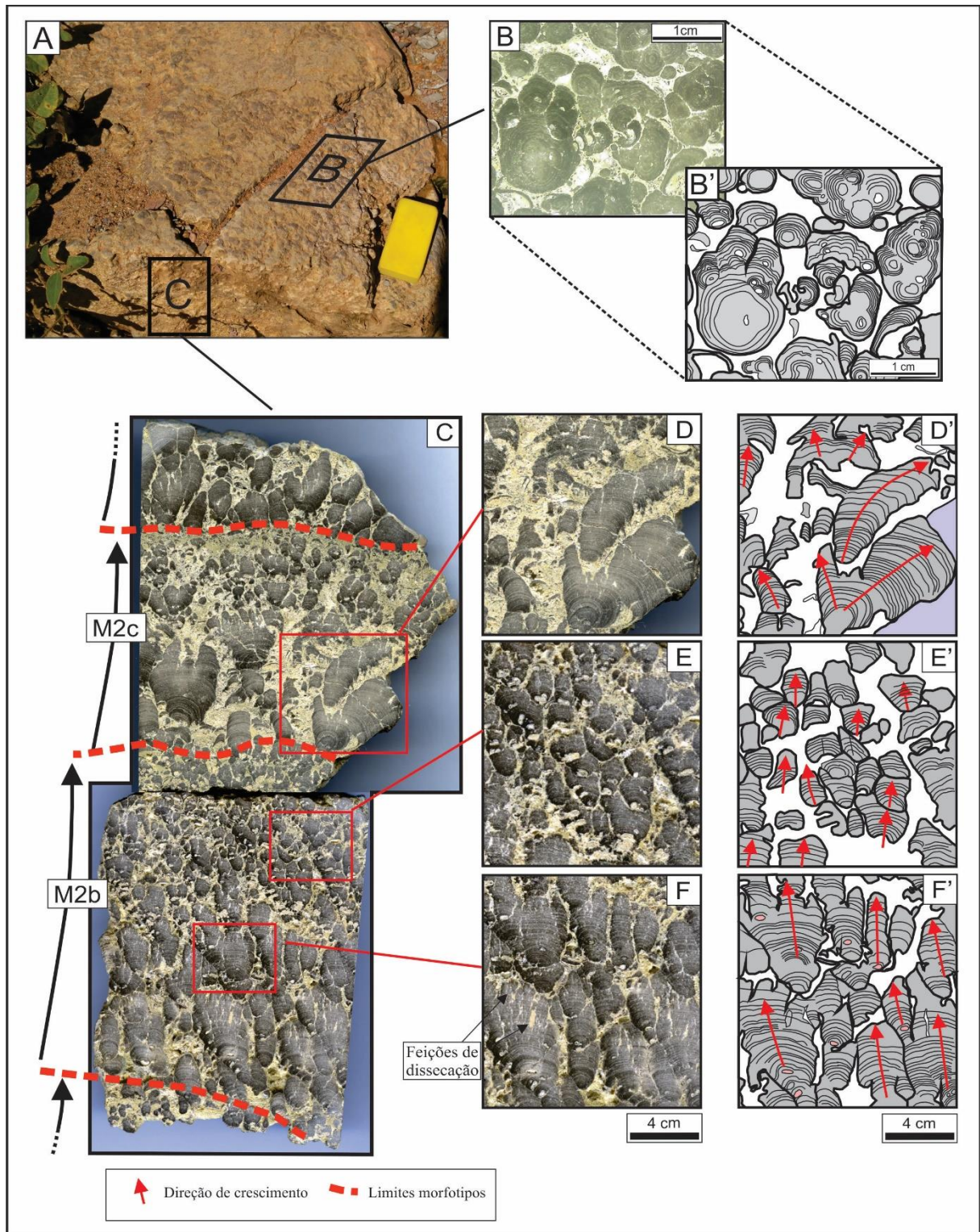


Figura 22- Visão em afloramento e amostra de mão dos morfotipos colunares M2b e M2c. Em A, visão geral em afloramento e B e B', foto de amostra de mão e desenho esquemático ressaltando a textura no topo da camada, com estruturas circulares, concêntricas e intercrescidas. Em C, corte lateral mostrando diferenciação dos níveis de cada morfotipo, M2b e M2c (separados pela linha pontilhada vermelha). Note-se, na base, fim de um ciclo e início do morfotipo M2b. Em F e F' (desenho esquemático), ampliação da visão das colunas onde evidencia-se em M2 predominância de colunas simples, verticais, cilíndricas e ligeiramente turbinadas, com pouco espaço intercolunar, que diminuem de tamanho em E e E'. Em D e D', observa-se a passagem para M2c, com colunas com feixes com ramificações tanto verticais quanto inclinadas, divergentes, com ângulos de 20° a 30° e com maior espaço intercolunar. Acima de M2b, o padrão das colunas muda novamente e inicia-se provavelmente outro ciclo.

Microscopicamente os morfotipos M2b e M2c, exibem estrutura com alternância de lâminas mais escuras (micriticas) e mais claras (espáticas), com arranjo radial fibroso da trama, perpendicular às laminações (figura 23A).

Na figura 23C, nota-se, que o crescimento das colunas inicia-se a partir de grãos siliciclásticos ou carbonáticos, sendo o primeiro, agregados de sedimentos mais finos de quartzo, e o segundo, grãos carbonáticos, sendo possivelmente bioclastos que passaram por processo de dissolução, com alguns deles preenchidos por cimento de calcita espática. Os espaços intercolunares do morfotipo M2c são preenchidos por micrito, assim como o M2b, mas possui também grande quantidade de grãos siliciclásticos disseminados na matriz, especialmente quartzo, fração areia fina a média (figura 23D). Além disso, também é comum a presença de bioclastos, especialmente bivalves desarticulados, com construções orgânicas incipientes nas suas paredes (figura 23E), e pontualmente microestromatólitos mais bem desenvolvidos sobre bioclastos de maior tamanho (figura 23F).

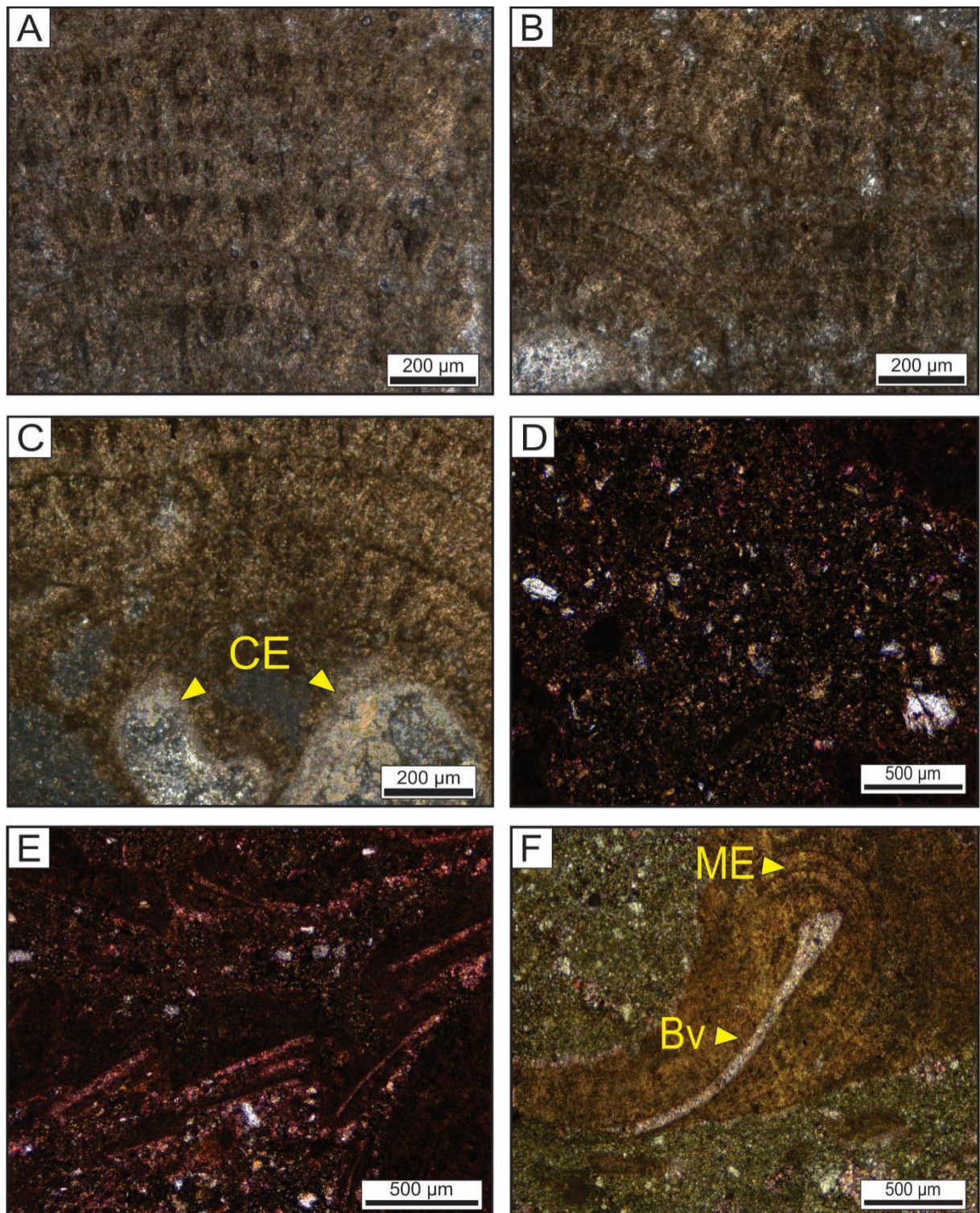


Figura 23- Fotomicrografias dos morfotipos M2a e M2b e M2c. É exibido o desenvolvimento de forma colunar do morfotipo M2b com alternância de lâminas mais escuras (micriticas) e mais claras (espáticas), concêntricas e espaçamento regular. Em B, contato entre duas colunas individualizadas, em C, crescimento das colunas a partir de grão, preenchido com calcita espática. Em D, detalhe para matriz predominantemente siliciclástica, preenchendo o espaço intercolunar no morfotipo M2b. Em E e F, evidencia-se o crescimento incipiente e bem desenvolvido, de microstromatólitos do morfotipo M2a a partir de conchas de bivalves, dispersos na matriz carbonático-siliciclástica. (legnda: Bv= bivalve, CE=calcita espática, ME=microestromatólito).

A AF2 é interpretada como um ambiente de moderada a alta energia, que separa o mar aberto (intermaré inferior/inframaré) do ambiente lacustre, mais protegido. Nele depositam-se oncólitos, ooides, assim como uma variada fauna composta por braquiópodes, bivalves, equinodermos, foraminíferos, retrabalhados e fragmentados, apresentando laminações onduladas. Aqui a energia não foi suficiente para inibir de forma expressiva a deposição de lama carbonática, evidenciada pela matriz micrítica da fácies Pb, e o pequeno percentual de foraminíferos e ostracodes, aliado ao percentual mais alto de braquiópodes, bivalves, equinodermos, indicam provável deposição da barra acima da linha de ação das correntes (Moutinho 2006, Silva 2010), corroborado também pela estrutura de laminações onduladas.

Compõe também estas barras/baixios, bancos compostos essencialmente por oncoides, ooides e pontualmente bivalves, correspondentes a fácies Fo. Estas teriam sido gerados mediante diversos episódios de deposição, evidenciados por horizontes com diferentes espessuras e diâmetros oncólitos especialmente. Sobre estes bancos foi possível o desenvolvimento das formas colunares, iniciando com formas menos complexas (microestrmatólitos) sobre as conchas depositadas, até formas colunares mais complexas, ramificadas e não ramificadas, correspondentes a fácies Bd. Estes contexto deposicional, assemelha-se aos microbialitos Permianos descritos para o Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná, também no contexto de um mar raso interior, rampa quase plana e formas colunares desenvolvidas sobre ou próximo bancos oncolíticos/oolíticos, conforme trabalhos de Rohn & Fairchild (1986), Maranhão (1995), Rohn *et al.* (2005) e Ng (2010).

4.2 MODELO DEPOSICIONAL

A sucessão neo-carbonífera aflorante na região de Placas-PA, borda sul da Bacia do Amazonas, é interpretada como um sistema costeiro, composto por uma laguna/planície de maré (AF1) protegida por baixios/barras bioclásticas (AF2). Os depósitos de AF1 são característicos de uma deposição de baixa energia, dominada por sedimentação carbonática, com influxos esporádicos de sedimentos siliciclásticos, enquanto os de AF2, são de mais alta energia, sujeitos a retrabalhamentos por ação de ondas. O contexto ambiental neste período, era de mar epicontinental raso proposto para Formação Itaituba (Caputo 1984, Almeida & Carneiro 2004), vigorando também neste período um contexto deposicional de águas rasas, assoalho aproximadamente plano e com conexão com o oceano. Seguindo o modelo proposto por Buchette & Wright (1992), para rampas carbonáticas, os depósitos aqui descritos são de rampa interna (Figura 25), acima do nível de base das ondas de tempo, onde predominam barras e baixios arenosos ou orgânicos e depósitos protegidos pelas mesmas.

O ambiente lagunar, descrito aqui e anteriormente por Matsuda (2002), Lima (2010) e Silva (2014) (figura 24), é constituído por intercalações de fácies finas como Fl, Mm e Sm em sua base e teria sido gerada graças à atuação de barras bioclásticas (Matsuda 2002, Silva 2014) ou cordões litorâneos arenosos (Lima, 2010), que forneciam um ambiente protegido, de baixa energia, porém com conexão com plataforma aberta, justificada pela diversidade de formas fossilíferas das fácies Wb, podendo estas indicar a margem da laguna, devido a presença de estruturas de laminações onduladas (Gierlowski-Kordesch 2010). A ocorrência da fácies Mm dolomitizado, que assemelha-se aquela já descrita em Matsuda (2002) como dolomita tipo A, seria indicador da atuação de poças hipersalinas intermaré/supramaré, e adicionalmente os *microbial mats*, com lâminas de evaporitos substituídas por calcita espática, evidenciam os *sabkhas*, já sugerido pelo referido autor.

O registro de uma planície de maré, também já descrita por Matsuda (2002), Lima (2010) e Silva (2014), é indicado com a presença da fácies mais finas como Mg, com estruturas de gretas de dissecação evidenciando prováveis períodos de exposição subaérea, nas bordas da laguna, corroborando a tendência de raseamento ascendente na sucessão. A alternância de micrito e expressivas lâminas siliciclásticas, também indicam a porção mais continental da sucessão, com influência de contribuição de transporte eólico e proximidade com associação praia/planície de maré, descrita por Lima (2010), com esporádicos influxos siliciclásticos.

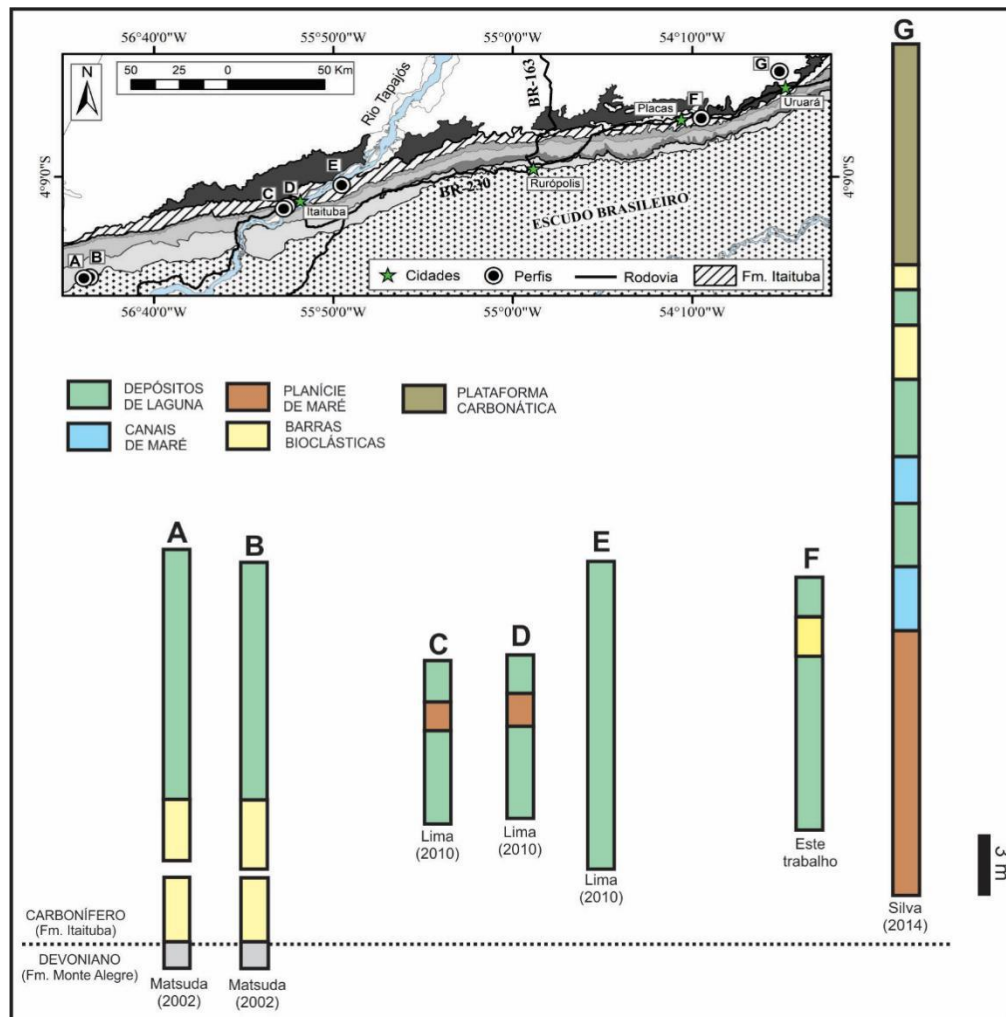


Figura 24- Correlação dos perfil estudado, com os já descritos ao longo da borda sul da Bacia do Amazonas, nos trabalhos de Matsuda (2002), Limas (2010) e Silva (2014) para a Formação Itaituba.

Esta laguna era separada e protegida da plataforma externa através de baixos/ilhas barreiras, também já descritas na borda sul da bacia por Matsuda (2002), Lima (2010) e Silva (2014), que concentram as fácies fossilíferas Pb, Fo e Bd. A fácies Pb, a mais diversa em conteúdo fóssilífero, com expressivo retrabalhamento e estrutura ondulada, mostra que os bioclastos foram transportados da plataforma externa e depositados nestas barras, onde predominava maior precipitação de cimento carbonático em detrimento da acumulação de material micítico. As estruturas esferoidais (oncólitos e oncóides), correspondente a fácies Fo, e aos microbialitos de morfotipo M1, foram formadas possivelmente em porções mais baixas do intermaré, à exemplo daqueles descritos por Logan *et al.* (1964) para baía de *Shark Bay*, na Austrália. Em um contexto de mar raso, quando ocorria um episódio de maior energia, estes eram transportados e retrabalhados, sendo depositados e acumulados nessas barras ou baixios, em intermaré baixa a intermediária, com a atuação de diferentes episódios de transporte (figura

25-A1), como mostram a intercalação de horizontes com diferentes texturas, tamanhos de componentes (oncolitos e biclastos), variação de composição da matriz (micrítica, com maior ou menor conteúdo siliciclástico).

Nota-se nestes sucessivos episódios de deposição e recobrimento, momentos de exposição subaérea, que permitiram uma fase de desenvolvimento de pequenas colunas milimétricas de estromatólitos colunares nas superfícies externas dos oncolitos, oolitos (figura 25-A2), e até mesmo em conchas de bioclastos, estimando-se com isso curtos períodos de calmaria. Estas colunas milimétricas se desenvolviam quando oncóides e bioclastos estavam em um nível mais raso na lâmina d'água, no entanto, a disposição aleatória destes oncolitos colonizados no arcabouço da rocha, mostra sucessivas tentativas de recolonização que eram cessadas com retrabalhamentos e recobrimentos também sucessivos, em episódios de transporte mais enérgico (figura 25-A3).

Após isso, instalou-se um ambiente de calmaria mais duradouro, que ao contrário das pequenas formas colunares desenvolvidas sobre as conchas dos depósitos oncolíticos, permitiu o desenvolvimento de formas mais complexas, em ambiente subaquoso, sendo os estromatólitos colunares, correspondente à fácies Bd, morfotipos M2b e M2c, na zona submaré a intermaré intermediária, com turbulência baixa a moderada, conforme proposta de Donaldson (1976), desenvolvendo-se sobre os bancos oncolíticos (figura 25-A4). Os estromatólitos colunares correspondentes ao morfotipo M2b, que exibem características como crescimento vertical não-ramificado, podem sugerir que estes microbialitos desenvolveram-se em ambiente de constante movimento de sedimentos (principalmente areia carbonática), e escavação de fundo, conforme modelo sugerido por Bosak *et al.* (2013). As comunidades microbianas se restringiam a pequenas colunas, de superfície semi-esférica, separadas por colunas de sedimentos, em que o crescimento, ou seja, aglutinação das lâminas, ocorria quando estavam em nível acima dos sedimentos. Quando a energia do fluxo diminuía, uma maior quantidade de sedimentos era depositada, o que implicava em maior quantidade de espaços intercolunares e também sobre as superfícies semiesféricas microbianas, gerando o morfotipo ramificado M2c (figura 25-A5).

A diminuição da espessura dos feixes mais complexos de ramificação, indica momentos de maior aporte de sedimentos, mostrando que o desenvolvimento destas estruturas teve maior influência sedimentar, do que biológica. A característica de baixo relevo das colunas, permitiu também uma maior interferência dos sedimentos adjacentes no seu crescimento, gerando as

ramificações observadas no morfotipo M2c, conforme modelo descrito por autores como Riding (2011a). Esta relação é apresentada na figura 25.

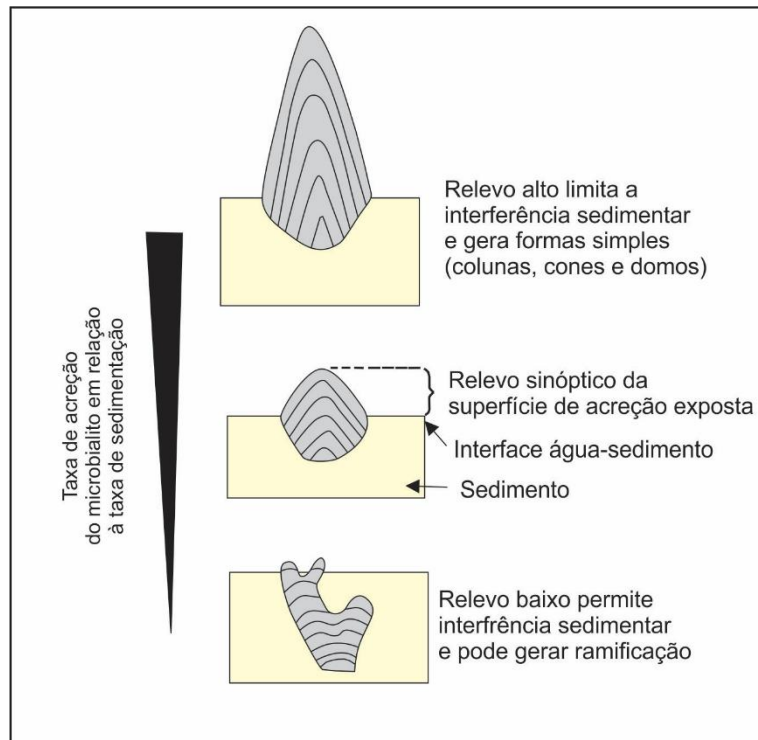


Figura 25- Interpretação hipotética das formas estromatolíticas. O aumento da acreção gera relevos mais altos e formas simples, enquanto acreção e relevos mais baixos, permitem recobrimento por sedimentos e consequente ramificação, como os encontrados na área estudada (Adaptado de Riding, 2011a).

Por fim, o intervalo de deposição dos microbialitos foi também controlado, por alguns fatores específicos que vigoraram naquele período, sendo eles: flutuações do nível do mar, atuação de eventos de tempestade, condições ambientais estas já sugeridas por autores como Caputo(1984), Matsuda (2002), Cunha *et al.* (1994), Cunha *et al.* 2007, Lima(2010) e Silva (2014), mas também condições de menor disponibilidade de nutrientes disponíveis no ambiente, restringindo fauna e flora, além da elevação da alcalinidade, que permitem o desenvolvimento de estromatólitos (Wood 1993, Riding & Awramik 2000, Whalen *et al.* 2002, Flugel 2010).

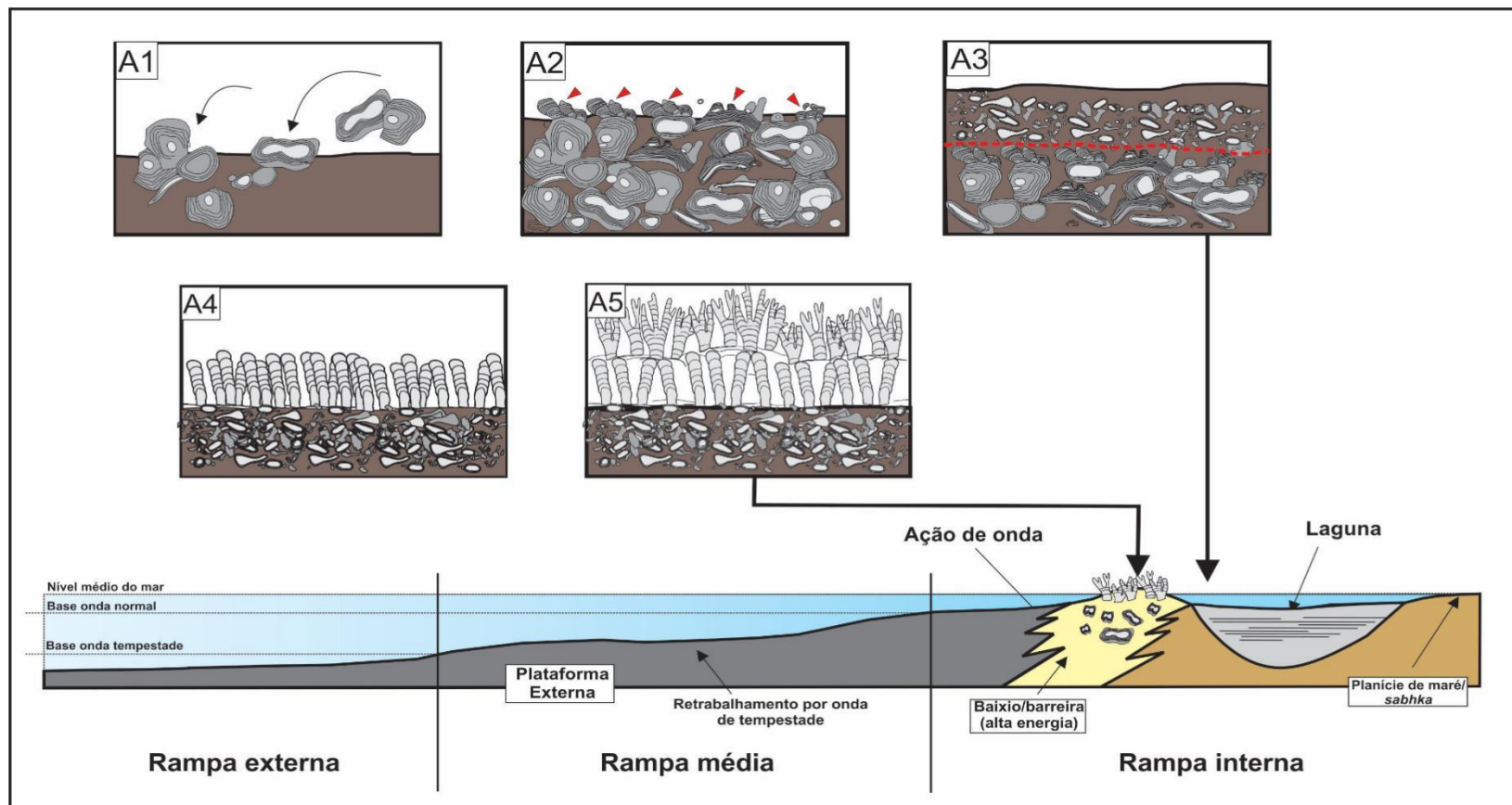


Figura 25- Estágios da evolução dos microbialitos da sucessão Neo-Carbonífera, Bacia do Amazonas, na região de Placas-PA. Em A1, deposição da fácies *floatstone* oncolítico, com eventos de tempestade transportando oncólitos, oólitos e biclastos e depositando-os em substrato lamoso carbonático às margens da laguna. Em A2, curtos períodos de calmaria e rebaixamento do nível do mar, permitindo a colonização de microstromatolitos do morfotipo M2a nas superfícies de oncólitos e bioclastos (setas vermelhas). Em A3, novo recobrimento e retrabalhamento, em novos episódios de transporte mais energético, com o aumento do nível do mar, desenvolvendo novos horizontes de bioclastos. Em A4, início de período mais duradouro de calmaria, com aumento da lâmina d'água, que permitiu o desenvolvimento dos morfotipos colunares M2b e sobre eles, o desenvolvimento do morfotipo M2c, na região intermaré. Fonte: Adaptado de Buchette & Wright (1992).

5 CONCLUSÕES

A análise da seção Neo-Carbonífera aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas, na região de Placas-PA, permite concluir que:

- 1) As rochas da Formação Itaituba são formadas por 9 fácies sedimentares: a) Folhelho laminado (Fl), b) Arenito laminado (Al), c) Siltito laminado (Sl), d) *Mudstone* maciço (Mm), e) *Mudstone* com gretas de contração (Mg), f) *Wackestone* bioclástico (Wb), g) *Packstone* bioclástico (Pb), h) *Floatstone* oncolítico (Fo) e i) *Boundstone* (Bd).
- 2) As fácies da Formação Itaituba foram agrupadas em duas associações: Laguna/ planície de maré (AF1), composta pelas fácies Fl, Sl, Al, Mm, Mg, Wb; e baixio/ilha barreira (AF2), composta pelas fácies Pb, Fo e Bd.
- 3) A comparação com trabalhos anteriores da borda sul da Bacia demonstra que esta sucessão apresenta semelhança no que se refere a fácies e associações, diferenciando-se pela ocorrência de microbialitos, especialmente às formas estromatolíticas.
- 4) A descrição nas escalas micro, meso e macroscópica dos microbialitos permitiu distinguir dois morfotipos: a) Formas soltas, não fixas ao substrato, constituídas de oncólitos dispostos em matriz micrítica (M1), classificadas como *floatstone* oncolítico e microestromatólitos encrustados em conchas de oncólitos e bioclastos (M2a); b) Formas colunares fixas ao substrato, com vetor de crescimento vertical e não ramificado (M2b) e c) Formas colunares fixas ao substrato, com vetor de crescimento inclinado e ramificado (M2c).
- 5) A ocorrência dos microbialitos sugerem uma passagem para condições ambientais mais restritivas em relação a fauna e flora, e mais propícias a proliferação das cianobactérias, com provável elevação da alcalinidade na água.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. F. M. & Carneiro C. D. R. 2004. Inundações Fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. (orgs.) Geologia do continente Sul Americano: Almeida: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo. Editora Beca. p. 595-612.
- Awramik S. M., Margulis L., Barghoorn E. S. 1976. Evolutionary processes in the formation of stromatolites. *Stromatolites*, Amsterdam, **20** (1): 149–162.
- Awramik S.M. 1991. Archaean and Proterozoic stromatolites. *In: Riding, R. (ed.) Calcareous Algae and Stromatolites*, Cardiff, Springer-Verlag, p. 289-304.
- Boggs JR S. 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy. New Jersey, Pratiencia Hall, 662p.
- Boquet E., Boronat A., Ramos-Cormenzana A. 1973. Production of calcite (calcium carbonate) crystals by soil bacteria is a general phenomenon. *Nature*, London, **246**(1):527-528.
- Bosak T., Knoll A. H., Petroff A. P. 2013. The meaning of stromatolites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Palo Alto, **41**(1): 21-44.
- Burchette T.P. & Wright V.P. 1992. Carbonate Ramp Depositional Systems. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, **79**(1): 3-57.
- Burne R.V. & Moore L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic communities. *Palaios*, Broken Arrow, **2**(1): 241-254.
- Caputo M., Rodrigues R., Vasconcelos D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas – histórico e atualização. *In: SBG, 26º Congresso brasileiro de Geologia, Belém. Anais...p. 35-46.*
- Caputo M. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. PhD Thesis. University of California, Santa Barbara, 583p.
- Caputo M. 2014. *Bacia do Amazonas: estratigrafia, tectônica e Magmatismo*. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/311193310_BACIA_DO_AMAZONAS_ESTRATIGRAFIA_TECTONICA_E_MAGMATISMO. Acesso em: 14/08/2018.
- Carozzi A.V., Alves, R.J., Castro, J.C. 1972. Controle tectônico sedimentar dos carbonatos permocarboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas. *In: SGB, 26º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais... p. 47 – 64.*

Carozzi A. V., Pamplona H. R. P., Castro J. C., Contreiras C. J. A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozoica da Bacia do Médio Amazonas. *In: SBG, 27º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo. Anais...*p. 279-314.

Castanier S. 1987. *Microbiogeologie: processus et modalites de la carbonatogenese bacterienne*. PhD Thesis. University of Nantes, Nantes, p 535.

Cunha P. R. C., Gonzaga F. G., Coutinho L.F.C., Feijó F. J. 1994. Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **8**(1): 47 – 55.

Cunha P., Melo J., Silva O. 2007. Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **15**(2): 227 – 254.

Daemon R. & Contreiras C. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Anais...* p. 79 – 92.

Dickson J.A.D. 1965 A modified Staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, London, **205**(1): 587.

Dunham R. J., 1962. Classification of Carbonate Rocks according to depositional texture. *In: Ham, W. E.. (Ed.): Classification of carbonate rocks - a symposium. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, **1**(1): 108-121.

Embry A. & Klovan J. 1971. Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Canadian Petrology and Geology Bulletin*, Calgary, **19**(1): 730-781.

Fairchild T., Sanchez E.A.M. 2015. Microbialitos no Brasil: panorâmica de ocorrências e guia de caracterização morfológica. *In: Fairchild T., Rohn R., Dias-Brito D. (eds). Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: um atlas*. São Paulo, Unesp, 389p.

Fairchild T. 2015. O que são microbialitos e como se formam?. *In: Fairchild T., Rohn R., Dias-Brito D. (eds). Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao recente: um atlas*. São Paulo, Unesp, 389p.

Figueiras A. 1983. *Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, 135p.

Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks analysis: interpretation and application*. New York, Springer Berlin Heidelberg, 976 p.

Gerdes G. & Krumbein W. E. 1987. Biolaminated deposits. *Lecture Notes in Earth Sciences*, New York, **9** (1): 1-183.

George A.D. 1999. Deep-water stromatolites, Canning Basin, northwestern Australia. *Palaios*, Broken Arrow, **14**(1): 493–505..

- Grahn Y. 2005. Silurian and Lower Devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, Prague, **80** (4): 245-276.
- Grey K. 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. *Stromatolite Newsletter*, Camberra, **14**(1): 82-171.
- Gierlowski-Kordesch E. 2010. Lacustrine Carbonates. *Developments in Sedimentology*, Amsterdam, **61**(1):1-101
- Grotzinger J. P. & Knoll A. H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annual review of Earth and planetary sciences*, Palo Alto, **27**(1): 313-358.
- Harrison J., Turner R., Marques L., Ceri H. 2005. Biofilms: A new understanding of these microbial communities is driving a revolution that may transform the science of microbiology. *American Scientist*, Morrisville, **93**:508–515.
- Hoffman H.J. 1969. Attributes of stromatolites. *Geological survey Canadian Paper*, Ottawa, **69**(1): 39-58.
- Hoffman P. 1974. Shallow and deepwater stromatolites in lower proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **58**(1): 856-867.
- Knoll A. H., Worndle S., Kah L. C. 2013. Covariance of microfossil assemblages and microbialite textures across an upper mesoproterozoic carbonate platform. *Palaios*, Broken Arrow, **28**(7): 453–470.
- Krumbein W.E., 1979, Photolithotropic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiology Journal*, New York, **1**(1):139-203.
- Lemos V. B. 1990. *Assembléias de conodontes do carbonífero da Bacia do Amazonas*. PhD Tesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 259p.
- Lima H. 2010. *A sucessão siliciclástica – carbonática Neocarbonífera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA)*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, 121p.
- Logan B.W., Rezak R., Ginsburb R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, Chicago, **72**(1): 68 - 83.
- Maranhão M. S. A. 1995. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico*. PhD thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo, 378p.

- Matsuda N. 2002. *Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil*. PhD Tesis. Department of Earth and planetary science, Tokio, 231 p.
- Matsuda N., Dino R., Wanderley Filho J. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **12**(2): 435 -441.
- Melo J. H. G., Loboziak S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology: an international journal*, Amsterdam, **124** (3-4): 131-202.
- Moutinho L. P. 2006. *Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – Aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil*. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 346 p.
- Neves K. M. M. 2018. *Microfácies carbonáticas da formação Itaituba (Carbonífero da Bacia do Amazonas), na região do Município de Itaituba (PA)*. MS Dissertation. Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 144 p.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. New York, Willey-Blackwell, 432 p.
- Ng C. 2010. *Estromatólitos do Grupo Passa Dois, permiano da Bacia do Paraná, norte do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo*. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 124 p.
- Playford G. & Dino R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajos Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. *Paleontographica*, Stuttgart, **255**(1): 1-46.
- Rezende W. M. 1972. Post Paleozoic geotectonics of South America, related to plate tectonics and continental drift. In: SBG, 26º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais...*p. 14.
- Reading H. G. 1996. *Processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 688 p.
- Riding R. 1991. *Calcareous algae and stromatolites*. Berlin, Springer, 571 p.
- Riding R. 1999. The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia*, London, **32**(1): 321-330.
- Riding R., Awramik S. M. 2000. *Microbial sediments*. Berlin, Springer, 331 p.
- Riding R. 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner J., Thiel V. (eds.). *Encyclopedia of Geobiology*. Dordrecht, Springer, p. 635–654.

- Rohn R. & Fairchild T. R. 1986. Estromatólitos permianos em calcário coquinoide do Grupo Passa Dois, nordeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **58**(1):435-446.
- Rohn R., Assine M.L., Meglhioratti T. 2005. A new insight on the Late Permian environmental changes in the Paraná Basin, South Brazil. *In: Gondwana 12, Mendoza. Abstracts...* p. 316.
- Rowley D., Raymond A., Parrish J., Lottes A. 1985. Carboniferous palaeogeographic and phytogeographic and palaeoclimatic reconstructions. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, **5**(1): 7 – 42.
- Sallun Filho W. 1999. *Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozóico), ao Sul de Itapeva, SP*. MS Dissertation. Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 176p.
- Scholle P. A. & Ulmer-Scholle D. 2005. A colour guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. Tulsa, AAPG memoir, 486p.
- Silva P. A. S. 2014. *Paleoambiente e diagênese da Formação Itaituba, carbonífero da Bacia do Amazonas, com base em testemunho de sondagem, região de Uruará, Pará*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, 77p.
- Scotese C.R. 2014. Atlas of Permo-Carboniferous Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 53 – 64, Volume 4, The Late Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/266798046_Atlas_of_PermoCarboniferous_Paleogeographic_Maps_Mollweide_Projection_Maps_53__64_Volumes_4_The_Late_Paleozoic_PALEOMAP_Atlas_for_ArcGIS_PALEOMAP_Project_Evanston_IL. Acesso em: 07/08/2017.
- Stolz J.F. 2000. Structure of microbial mats and biofilms. *In: Riding R.E., Awramik, S.M. Microbial sediments*. Heidelberg, Springer-Verlag, p. 1-8.
- Tucker, M. 1992. *Sedimentary petrology: an introduction*. London, Blackwell Scienti Publications, 252 p.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistemas de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 328p. (Programa Geologia do Brasil-PGB, Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil)*.
- Walker R. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R., James N. (eds.). Facies models – response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canadá, p 265-275.
- Walter M.R. 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Special Papers in Palaeontology*, London, **11**(1): 1-190.

Wanderley Filho J. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, 125p.

Whalen M. T., Day J., Eberli G. P., Homewood P.W. 2002. Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crisis in carbonate systems : examples from devonian , Alberta basin, Canada. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Amsterdam, **181**(1): 127-151.

Wood R. 1993. Nutrients, predation and the history of reef-building. *Palaios*, Cambridge, **8**(6): 526-543.